普通高等教育“十一五”国家级规划教材

Introduction to Palaeontology and Historical Geology

古生物地史学概论

（第二版）

杜远生　童金南　主编

中国地质大学出版社
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

序　言

古生物学和地史学是地质科学的重要组成部分，是高等学校地质类专业的专业主干课程。根据地质类专业学科体系、教学体系改革的需要，目前国内不少院系将古生物学和地史学两门课程合并。本教材正是适应这种教学改革需要而编写的。

本教材继承了中国地质大学《古生物学教程》(1980，1986，1993，2007 版)、《地史学教程》(1980，1986，1996 版)的学科体系的思想精华，对教学内容进行了精选和更新。全书以地质历史时期有机界、无机界的演化为主线，以阶段论、活动论的思想为指导，系统介绍了古生物学、地史学的基本理论和基础知识。在教学内容调整方面，加强了古生物学、地史学的基本理论、基本原理与方法、基础知识的应用，提炼了古生物门类学、各断代地史学的教学内容等。再版后作为国内地质类专业 70～100 学时的古生物地史学课程教材。

本教材由杜远生、童金南主编，第一版于 1998 年出版。编写过程中经反复论证并征求了校内外专家学者的意见和建议。殷鸿福院士、刘本培教授十分关心教材的编写工作，对教材的学科体系、教学内容提出了建设性的意见；我校地球生物系的全体教师曾多次讨论和反复论证该教材的教学大纲；1997 年 4 月，在山东省泰安市召开的中国古生物学会第七届会员代表大会期间，中国古生物学会教育与普及专业委员会组织各高校数十名与会代表讨论了古生物地史学的教学改革以及本教材的教学大纲；根据校内外专家的意见和建议，对教材编写大纲进行了修改。本教材第一版的分工如下：第一章、第八章由杜远生编写，第二章、第十六章由童金南编写，第三章由王红梅、谢树城编写，第四章、第五章初稿由林启祥、赖旭龙编写，林启祥进行改写定稿，第六章由王永标编写，第七章、第十二章由颜佳新、杜远生编写，第九章、第十章由张雄华编写，第十一章由龚淑云编写，第十三章由冯庆来编写，第十四章由卢宗盛编写，第十五章由龚一鸣编写。初稿完成之后，童金南、杜远生分别对第一章至第六章、第七章至第十六章进行了认真审阅、修改并最终定稿提交审查。王治平、杨逢清教授作为教材主审认真审阅了教材并提出了很好的修改意见和建议，在此基础上主编再次作了相应的补充修改。

本教材第一版出版以后，得到国内许多地学院系的广泛应用，许多专家和学者对本教材又提出了许多好的建议和修订意见。2007 年，本教材被列为“国家十一五规划教材”。针对校内外学者的建议，本教材第二版由杜远生、童金南以及各章作者进行了进一步补充、修改。在修订的第二版中，根据新近出版的《古生物学》(2007，高等教育出版社)对古生物学部分进行了补充和更新，将原作为《古生物地史学实习指导书》(林启祥、张雄华编)的主要内容(重点化石描述)分别归入相关章节，并将课堂实习指导教学内容列于书后附录，以利于课程教学与实习的有机结合。在修订教材中，还将原第八章分解为第九章、第十章，取消了原第十六章。本教材中部分图件、表格和数据等内容转引自其他相关教材，文中一般仅列述资料原出处，未列转引教材，特此说明并向被转引教材编著老师表示感谢。本教材责任编辑刘桂涛、陈琪同志在编辑出版过程中给予很大的帮助，为教材增色不少，在此表示感谢。

编　者

2008 年 11 月

目　录

第一章　绪　论……（1）
第一节　古生物地史学的内容和任务……（1）
第二节　古生物地史学的发展简史……（2）
第三节　古生物地史学发展时期的重大争议事件……（2）

第二章　化石的形成与古生物学……（4）
第一节　化石——古生物学的研究对象……（4）
第二节　化石的石化作用……（5）
第三节　化石的保存类型……（7）
第四节　化石研究方法及其应用……（9）
第五节　化石的分类与命名……（11）

第三章　生命起源与生物进化……（14）
第一节　生命的起源与生物的演化……（14）
第二节　种的形成……（18）
第三节　生物进化的一些特点和规律……（19）

第四章　无脊椎动物……（23）
第一节　原生动物门蕴目……（23）
第二节　腔肠动物门珊瑚纲……（25）
第三节　软体动物门双壳纲和头足纲……（30）
第四节　节肢动物门三叶虫纲……（37）
第五节　腕足动物门……（39）
第六节　半索动物门笔石纲……（42）

第五章　脊索动物和古植物……（46）
第一节　脊索动物门……（46）
第二节　古植物学……（52）

第六章　生物与环境……（64）
第一节　生物的环境分区……（64）
第二节　生物的生活方式……（65）

第三节 影响生物生存的主要环境因素 …… (66)
第四节 群落与生态系 …… (69)
第五节 环境的古生物学分析方法 …… (70)

第七章 地层形成的沉积环境、沉积作用和古地理 …… (72)
第一节 沉积相和沉积环境 …… (72)
第二节 沉积环境的主要识别标志 …… (72)
第三节 主要沉积环境的沉积特征 …… (74)
第四节 地层形成的沉积作用 …… (79)
第五节 地层形成的古地理分析 …… (83)

第八章 地层的划分和对比 …… (86)
第一节 地层的物质属性——地层划分的依据 …… (86)
第二节 地层划分、对比的原则和方法 …… (89)

第九章 地层单位和地层系统 …… (92)
第一节 岩石地层单位和地层系统 …… (92)
第二节 年代地层单位和地层系统 …… (93)
第三节 生物地层单位 …… (94)
第四节 层 型 …… (96)
第五节 地层单位之间的相互关系 …… (97)
第六节 年代地层表和地质年代表 …… (98)

第十章 历史构造分析和古构造 …… (103)
第一节 历史大地构造分析的内容 …… (103)
第二节 地史中恢复古板块的方法 …… (107)
第三节 大地构造分区和中国古板块的划分 …… (110)
第四节 构造旋回和构造阶段 …… (111)

第十一章 中国古大陆的形成和生物记录 …… (113)
第一节 中国前寒武纪生物记录 …… (113)
第二节 中国主要大陆形成史 …… (115)
第三节 中国南华纪和震旦纪的古地理和古构造 …… (119)

第十二章 早古生代古生物、古地理和古构造 …… (124)
第一节 早古生代的生物界 …… (124)
第二节 早古生代的古地理 …… (128)
第三节 早古生代的古构造 …… (140)

第四节　早古生代的矿产资源……(141)

第十三章　晚古生代的古生物、古地理和古构造……(142)
第一节　晚古生代的古生物……(142)
第二节　晚古生代的古地理……(145)
第三节　晚古生代的古构造……(160)
第四节　晚古生代的沉积矿产……(160)

第十四章　中生代古生物、古地理和古构造……(162)
第一节　中生代的生物界……(162)
第二节　中国中生代古地理……(165)
第三节　中生代的古构造与古气候……(174)
第四节　中生代沉积矿产及分布……(175)

第十五章　新生代的古生物、古地理和古构造……(176)
第一节　新生代的生物界……(176)
第二节　古近—新近纪的古地理、古构造……(182)
第三节　第四纪的古地理、古构造……(188)
第四节　新生代的矿产……(193)

第十六章　地质历史时期的重大地质事件……(194)
第一节　岩石圈事件……(194)
第二节　生物圈事件……(198)
第三节　水圈和大气圈事件……(200)

附录:古生物地史学实习指导书……(203)
实习一　化石的保存类型及石化作用……(205)
实习二　原生动物门簇目……(206)
实习三　腔肠动物门珊瑚纲……(209)
实习四　软体动物门……(212)
实习五　节肢动物门三叶虫纲……(217)
实习六　腕足动物门……(220)
实习七　半索动物门笔石纲……(223)
实习八　古植物……(225)
实习九　生物与环境……(226)
实习十　地层划分对比及地层单位的确定……(227)
实习十一　主要沉积相类型的识别及古地理……(231)
实习十二　现代地理、地貌及历史大地构造分析……(237)

实习十三　中国南华纪－早古生代地史特征…… (244)
实习十四　晚古生代地史特征…… (252)
实习十五　中、新生代地史特征 …… (260)

主要参考文献…… (266)

第一章 绪 论

第一节 古生物地史学的内容和任务

古生物地史学是地质科学三大主要分支(地球物质科学、地球动力科学和地球历史科学)之一的地球历史科学的主要内容,它由古生物学和地史学两个学科组成。古生物学(palaeontoloy)是研究地史时期生物界面貌和发展规律的科学,其研究对象为地质历史时期形成于地层中的生物遗体、遗迹以及与生命活动有关的各种物质记录。地史学也称历史地质学(historical geology),是研究地球发展历史和发展规律的科学,其研究对象主要为地质历史中形成的地层(包括无机界和有机界的物质记录)以及反映地球发展历史的其他物质记录。可以看出,古生物学和地史学不论是研究内容或任务,还是它们在地质科学中的地位和作用,两者都是相互交叉和密切相关的。

与现今生物学(neotology)相对应,古生物学可进一步分为研究地史时期动物界及其发展规律的古动物学(palaeozoology)(包括古脊椎动物学和古无脊椎动物学)和研究地史时期植物界及其发展规律的古植物学(palaeobotany)。古生物学的研究对象是保存于地层中的与地史时期生命活动相关的化石以及包含这些化石的围岩。化石的形态、结构构造、分类谱系,其所代表的古生物的生活习性和生活环境、时空分布及生命的起源与演化是古生物学研究的主要内容。

地史学是研究地球历史的科学。地史学的研究对象为形成于地史时期的地层,所谓地层是指地球表面保存的层状岩石的综合,包括沉积岩地层、火山岩地层和变质岩地层。地史学的研究内容涉及地球的形成、生命的起源、生物的演化、古地理的变迁、板块的离合以及地球不同圈层的相互作用等。它可以进一步细分为3个方面:一是研究地层的形成顺序、时代、划分地层单位、建立地层系统和进行地层时空对比(地层学);二是根据地层的沉积组分、沉积相及其时空分布特征研究地层形成的古环境、古地理及其演化(沉积古地理学);三是根据地层的沉积组合、沉积古地理、古生物地理、古气候、古地磁及其他构造标志恢复地层形成的古构造背景、古板块分布格局及其离合史(历史大地构造学)。其研究任务包括:①研究地史时期生物界形成和发展的生物进化史(有机界);②研究地史时期古地理变迁的沉积发展史;③研究地史时期大陆和海洋板块的格局、板块离合过程、构造演化历史的构造运动史。

古生物地史学是上述两分支学科有机结合形成的。由于古生物学和地史学原本是两个既相互独立又紧密相关和交叉的学科分支,本教材力图将二者融合为一个整体,但仍一定程度地保持各自的学科特点,如古生物学中生物分类系统和地史学的地球历史演化体系都有所保持。应当指出,古生物地史学是强综合性学科,它涉及有机界和无机界的方方面面,如地壳的形成和演化、生命的起源和生物的进化、海陆的变迁和板块的离合以及地球不同圈层的相互作用,它在地球科学中占有重要的地位,具有重要的理论意义。同时,古生物地史学与人类生存和发展所依赖的众多矿产资源(如能源矿产、部分金属矿产和大多数非金属矿产资源)密切相关,地球历史科学对人类的生活环境、生态环境和可持续发展也有一定的启迪意义。由此可见,古生物地史学是从事地球科学研究、矿产资源勘探开发和地球生态环境保护必备的专业知识,是地学类专业的一门重要基础课程。

第二节 古生物地史学的发展简史

作为地球历史科学的两个主要分支，古生物学和地史学是最古老的地质科学分支。地质科学的形成和发展是与古生物学和地史学的形成和发展密切相关的。虽然近代地质科学形成于18世纪后期，但朴素的古生物学和历史地质学的思想早已萌发。早在东晋时期，著名的道学家葛洪(284—364)在其《神仙传》中就提出"东海三为桑田"的思想；唐代颜真卿(709—784)在《扶州南城县麻姑山仙坛记》中也曾有"高石中犹有螺蚌壳，或以为桑田所变"的论述；北宋科学家沈括(1031—1095)在《梦溪笔谈》中更有精辟论述："遵太行而行，山崖之间，往往衔螺蚌壳及石子如鸟卵者，横亘石壁如带。此乃昔之海滨，今东距海已近千里。所谓大陆者，皆浊泥所湮耳"；南宋理学家朱熹(1130—1200)也有"尚见高山有螺蚌壳或生石中，此石乃旧日之土，螺蚌即水中之物，下者却变而为高，柔者却变而为刚。"所有这些均代表我国古代人们认识地球发展历史的朴素唯物主义自然观。

在国外，17世纪中期，丹麦医生斯坦诺(N. Steno，1638—1686)根据对意大利北部山脉的考察，于1669年提出了著名的地层叠覆原理、原始水平性原理和原始侧向连续原理，奠定了近代地层学的基础；18世纪后期到19世纪早期是古生物学和地史学理论体系建立和形成的重要时期。法国古脊椎动物学家居维叶(G. Cuvier，1769—1832)提出了器官相关律和比较解剖学的理论；英国测量工程师史密斯(W. Smith，1769—1839)于1796年提出了著名的"化石层序律"；苏格兰学者赫屯(J. Hutton，1726—1797)和英国地质学者莱伊尔(C. Lyell，1797—1875)先后提出和发展了"将今论古"现实主义思想，这就是地质学中的"均变论"。1859年达尔文(C. Darwin，1809—1882)撰写的《物种起源》，用现代大量生物学实际资料，系统论证了生物在长时间内会发生逐渐演变，并提出以自然选择为核心的生物进化思想，为包括古生物在内的生物学发展奠定了理论基础。所有这些都标志着近代古生物学和历史地质学科体系的建立和形成。之后，随着地质科学的发展和进步，古生物学和历史地质学也逐渐发展、进步与完善。

中国近代古生物学和地史学的发展大致以辛亥革命为界。辛亥革命之前，尚无独立的地质调查工作，只有一些国外学者和传教士来华进行地质调查。比较著名的如德国学者李希霍芬(L. von Richthofen)于1860年及1868—1872年两次来华进行地质考察；美国学者维里士(B. Willis)于1903—1904年来华地质考察。辛亥革命之后，中华民国政府于1912年正式组建了地质调查机构，标志着我国近代地质科学研究的开始。中国早期的地质学研究的主要方面之一就是地层古生物学，到20世纪30年代，经过老一辈地质学家的艰苦努力，中国各纪的地层研究均取得了显著成果。在此基础上，长期在华工作的美国学者葛利普于1924—1928年进行了系统总结，出版了《Stratigraphy in China》的专著两卷；1939年李四光的《The Geology of China》和1945年黄汲清的《On Major Tectonic Forms of China》对中国各时代的地层、古地理和地质演化历史进行了系统总结。

现代古生物学和历史地质学的发展可以以20世纪60年代板块学说的诞生为标志，现已形成较为完善的学科体系。板块学说的建立促进了几乎地质学所有领域的巨大进步，尤其是在历史地质学领域，以活动论的思想为指导去认识地球及其岩石圈形成和演化历史促进了人们地球历史观的革新。其间，在古生物学和地史学及其交叉学科的其他方面也取得了很大进步并形成了许多新的学科分支，如多重地层单位和层型概念的产生导致了现代地层学诸多分支的形成；间断平衡理论的提出导致对生物演化、生物地层对比研究的深化；新灾变论及有关地质事件的新认识导致了事件地层学理论的建立。古生物学、地史学与其他学科的交叉形成了诸多的分支学科，并逐渐形成了生物地质学和沉积地质学的学科体系等。

第三节 古生物地史学发展时期的重大争议事件

在古生物学和地史学乃至整个地质学的发展过程中，曾经发生过一系列重大的学术争议事件，这些争

议对古生物地史学乃至整个地质学的发展起着重要作用。

18世纪后期的“火成论”和“水成论”之争是地质学形成发展中第一次重大争议。德国地质学家维尔纳(A. G. Werner，1749—1817)是水成论学派的创始人。水成论学派认为水成作用是最根本的地质作用，地壳上的物质最初都来源于水成作用。火成论学派的创始人是苏格兰地质学家郝屯(J. Hutton)。火成论学派认为，火成作用是地质作用的基础，地壳上的物质最初都来源于火成作用。虽然这场争议最终以火成论的胜利而告终，但对当时来讲，水成论和火成论对认识地质作用的多样性，促进地质科学的发展都起到了促进作用。

古生物地史学和地质学发展过程中的第二次重大学术争议是“均变论”和“灾变论”之争。均变论的思想最早由郝屯提出，他认为地质营力、作用过程及其产物之间的相互关系无论是现在还是地史时期，在原则上和质的方面都是不变的。英国地质学家莱伊尔继承和发展了郝屯的思想，建立了将今论古的现实主义或均变论的思想体系。灾变论的代表人物为法国动物学家居维叶，他认为地层中生物化石的更替是突然的、瞬时的，而不是缓慢的、渐进的。居维叶的灾变论思想后来被其追随者与神创论相联系，并为神学论者大加宣扬，从而导致长期对灾变论和居维叶本人的诸多批判。20世纪70年代以来，随着人们对白垩纪-古近纪之交恐龙及其他生物的群集灭绝、二叠纪-三叠纪之交大量无脊椎动物群集灭绝以及其他诸多生物灭绝事件的认识，地质学界再度掀起灾变论的浪潮，时称“新灾变论”。最近的研究表明，地质作用是一个漫长的历史发展过程，无论有机界还是无机界，既存在相对均匀、缓慢、渐进的发展变化，也存在不均匀、突然、瞬时的发展变化过程。而且这两种发展变化过程是相互交替出现的，即较长期的缓慢渐进和瞬时的快速突变相交替，从而形成地球发展过程中演化的“节律”。这就是近年来国内外流行的“点断前进论”(punctuated progression)的新的地球历史观。

地质学发展历史中的第三次重大争议是“固定论”和“活动论”之争。固定论学说认为，地球上的大陆和海洋在长期的地球演化历史中外形轮廓及地理位置没有发生过大的变化。这种思想以地槽(J. Dana，1873)、地台(Карпинскии，1889)学说为主要代表，是长期统治地质学各领域的大地构造观。1912年，德国气象学家魏格纳(A. Wegener，1888—1930)提出大陆漂移说，引起了对固定论的首次挑战。但是由于当时的地质科学积累的限制，大陆漂移说没有取得地质学和地球物理学的更多支持，加上魏格纳于1930年在格陵兰科考中遇难，大陆漂移说在20世纪30年代之后又处于暂时沉寂状态。第二次世界大战以后，随着人类对矿产资源的急需和科学技术的发展，地质学，尤其是海洋地质学和地球物理学取得了突破性进展，相继出现了海底扩张、地壳消减的概念，并最终导致20世纪60年代后期板块学说的形成。板块学说形成以后，几乎带动了地球科学所有领域的发展，尤其是大陆地质学和大陆地球动力学的发展。近年来，地体理论、地幔柱学说、地球脉动学说的提出，更深化了人们对地球结构、演化和动力学的认识，也预示着不远的将来一个新的全球构造理论的诞生。

第二章 化石的形成与古生物学

第一节 化石——古生物学的研究对象

当代地球是生物主宰的时代，生活在地球上的生物形形色色，丰富多彩，它们遍布于地球的每个角落，繁衍生息，为地球增添了无限生机。然而，如此多姿的生物界来自何方？地质历史时期的生物界是何种面貌？它们是如何发展成今天的繁荣世界的呢？这一切答案都记录在保存于岩层中的化石上，这亦是古生物学要研究的重要内容之一。

所谓化石(fossil)是指保存在岩层中地质历史时期的生物遗体和遗迹。因此，化石区别于一般的岩石在于它必须与古代生物相联系，它必须具有诸如形状、结构、纹饰和有机化学成分等生物特征，或者是由生物生命活动所产生的并保留下来的痕迹。一些保存在地层中与生物和生命活动无关的物体，虽然在形态上与某些化石十分相似，但只能称为假化石，如姜结石、龟背石、泥裂、卵形砾石、波痕、放射状结晶的矿物集合体、矿质结核、树枝状铁质沉淀物等，都不是化石。

古生物学是以化石为研究对象，研究地史时期的生物界及其发展规律的科学，其研究范围包括各地史时期地层中保存的生物遗体、遗迹和一切与生命活动有关的地质记录。古生物是相对现生生物而言的，它们具有生活时代上的差别。通常古、今生物之间的时间界线被定在距今 1 万年左右，即生活在全新世以前的生物才称为古生物，而全新世以来的生物属于现生生物的范畴。因此，埋藏在现代沉积物中的生物遗体不是化石，人类史以来的考古文物一般亦不作为化石。

古生物学的基础工作包括化石的采集和发掘、处理和复原、鉴定和描述，并在这些工作的基础上进行分类、分析，进而研究各类生物的生活方式、进化规律等，并应用于各种自然研究。在古生物学研究的化石中，有些生物体和化石个体较大，利用常规方法肉眼就能直接进行研究，这些化石称为大化石(macrofossils)。但是某些生物类别，如有孔虫、放射虫、介形虫、沟鞭藻和硅藻等，以及某些古生物类别的微小部分或微小器官，如牙形石、轮藻和孢子花粉等，形体微小，一般肉眼难以辨认，这些化石称为微化石(microfossils)。对于微化石的研究必须采取专门的技术和方法从岩石中将化石分离出来，或磨制成切片，通过显微镜进行观察和研究，这就形成了一门专门的学科(微体古生物学 micropalaeontology)。其中有专门研究古代植物繁殖器官孢子和花粉的孢粉学(palynology)；有以更加微小的超微化石(nannofossils)为研究对象的超微古生物学(ultramicropalaeontology)。此外，在古生物学的发展和应用过程中，不断与相关学科交叉和渗透，产生了一系列边缘、交叉学科。如与地层学结合产生的生物地层学(biostratigraphy)和生态地层学(ecostratigraphy)；与生物化学结合产生的分子古生物学(molecular palaeontology)和古生物化学(palaeobiochemistry)；研究古代生物和无机、有机环境关系的古生态学(palaeoecology)；研究地史时期动、植物地理分布的古生物地理学(palaeobiogeography)；等等。由生命科学与地球科学交叉结合产生的地球生物学(geobiology)代表了古生物学当代发展的新阶段，它以新兴的地球系统科学为指导，从地球及其生命相互作用的角度，研究生物圈与地球系统的相互作用及其规律，探索地球生物与环境的协调演化机制和过程。

第二节　化石的石化作用

地史时期的生物遗体和遗迹在被沉积物埋藏后，经历了漫长的地质年代，随着沉积物的成岩作用，埋藏在沉积物中的生物体在成岩作用中经过物理化学作用的改造，即石化作用，而形成化石。化石的形成和保存取决于以下几个方面的条件。

一、生物本身条件

从生物本身条件来说，最好具有硬体，因为软体部分容易腐烂、分解而消失，而硬体主要是由矿物质组成的，能够比较持久抵御各种破坏作用。硬体的矿物质成分不同，保存为化石的可能性也不同。由方解石、硅质化合物和甲氧磷酸钙等矿物组成的生物硬体，在成岩和石化作用过程中比较稳定，容易保存为化石；霰石和含镁方解石等不稳定矿物，在转化为稳定矿物之前则容易遭受破坏；有机质硬体如角质层、木质、几丁质薄膜等，虽易遭受破坏，但在成岩过程中可碳化而保存为化石，如植物叶子、笔石体壁等。在某些极为特殊的条件下，一些动物的软体部分有时亦能保存为化石，如琥珀中的昆虫（图 2－1）和第四纪冻土中的猛犸象（图 2－2）等。

图 2－1　琥珀中保存完整的昆虫实体化石
（据河北师范大学生物系等，1975）

图 2－2　冻土中保存完整的猛犸象实体化石复原图
（据童朴等，1998）

二、生物死后的环境条件

生物死后尸体所处的物理化学环境直接影响到化石的保存和形成。在高能水动力条件下，生物尸体容易被磨损破坏；水体 pH 值小于 7.8 时，碳酸钙组成的硬体易遭溶解；氧化环境下有机质容易腐烂，在还原环境下有机质容易保存下来。此外，生活着的动物吞食和细菌的腐蚀作用亦影响到化石的保存。

三、埋藏条件

生物死后，掩埋的沉积物不同，保存为化石的可能性亦不同。如果生物尸体被化学沉积物、生物成因的沉积物所埋藏，除软体部分外，硬体较容易保存下来。但如果是被粗的碎屑沉积物埋藏，由于粗碎屑的机械活动性和富孔隙，生物尸体容易遭受破坏。在某些特殊的沉积物（如松脂、冰川冻土）中，一些生物的软体部分亦能完好地保存下来（图 2－1，图 2－2）。

四、时间条件

只有生物死后迅速被埋藏起来才有可能被保存为化石。被埋藏起来的生物尸体还必须经过长时期的石化作用后才能形成化石。有时生物死后虽被迅速埋藏，但不久又因各种原因被暴露出来遭受破坏，也不能形成化石。有时被埋藏在浅层沉积物中的生物尸体还有被生活在泥底中的生物吞食的可能。在一些较古老的岩层中的化石，岩层变形和变质作用亦容易使化石遭受破坏。

五、成岩条件

沉积物在固结成岩作用过程中，其压实和结晶作用都会影响到化石的石化作用和化石的保存。一些孔隙度较高、含水分较多的碎屑沉积物，压实作用显著，因而保存在其中的化石变形作用明显。保存在碳酸盐沉积物中的化石，由于沉积物的成岩重结晶作用，由碳酸钙组成的生物体也将发生重结晶，因而生物体的结构容易被破坏。只有压实作用较小且未经过严重重结晶作用的情况下，才能保存完好的化石。

保存在沉积物中被埋藏起来的生物遗体，在沉积物的成岩作用过程中所发生的石化作用主要有以下3种形式。

(1)矿质填充作用：生物的硬体组织中的一些空隙，通过石化作用被一些矿物质沉淀充填，使得生物的硬体变得致密和坚实。这种填充作用可发生在生物硬体结构之中，如贝壳中的微孔、脊椎动物的骨髓等；也可发生在生物硬体结构之间，如有孔虫壳的房室、珊瑚的隔壁之间等。

(2)置换作用：在石化作用过程中，原来生物体的组成物质被溶解，并逐渐被外来矿物质所填充，如果溶解和填充的速度相当，以分子的形式置换，那么原来生物的微细结构可以被保存下来。例如，华北二叠纪的硅化木，其原来的木质纤维均被硅质置换，但其微细结构如年轮以及细胞轮廓都仍清晰可见；美洲西部三叠纪硅化的动物标本，一些微小和精细的壳饰都完好地保存下来(图 2－3)。如果置换速度小于溶解速度，则生物体的微细构造不会保存，仅保留其外部形态。常见的置换作用有硅化、钙化、白云石化和黄铁矿化等。

图 2－3　置换作用形成完好的实体化石(据 Grant，1966)

(3)碳化作用：石化作用过程中生物遗体中不稳定的成分经分解和升馏作用而挥发消失，仅留下较稳定的碳质薄膜面保存为化石。例如，以几丁质成分($C_{15}H_{24}N_2O_{10}$)为主的笔石和植物叶子经升馏作用，氢(H)、氮(N)、氧(O)挥发逃逸，留下碳质化石薄膜。

由此可见，化石的保存和形成必须满足和经历种种严格条件和过程，保存在各时代地层中的化石只是地质历史时期生存过的生物群中的一小部分。而且即使化石已经形成，如果它在地层中没有被发掘出来，它仍然受各种地质作用的控制，如变质作用、风化作用等，还可能遭受破坏。据统计，在现生生物中，已描述的种约有 174 万个，其中动物 134 万种(昆虫 75 万种)，植物 40 万种。如果把现生种全部描述出来，估计有 500～1 000 万种。然而，目前已经记述的古生物种不到 15 万种，而地质历史已经历了几十亿年，即使从地球生物大爆发的显生宙以来，也有近六亿年的历史。这一事实一方面说明还有大量未知的化石有待发现，另一方面也表明化石记录的不完备性。

虽然人们对化石的认识在很大程度上取决于对已有化石的发掘、采集和分析，但严格的化石保存条件

导致了化石记录的不完备性，这是古生物学中的基本事实，所以在研究古生物界的面貌及其发展规律时，必须考虑这个事实，避免作出片面的结论。同时，化石是珍品，要爱护来之不易的化石记录，使之发挥其应有的作用。

第三节　化石的保存类型

根据化石的保存特点，大体上可以将化石分为 4 大类，即实体化石、模铸化石、遗迹化石和化学化石。

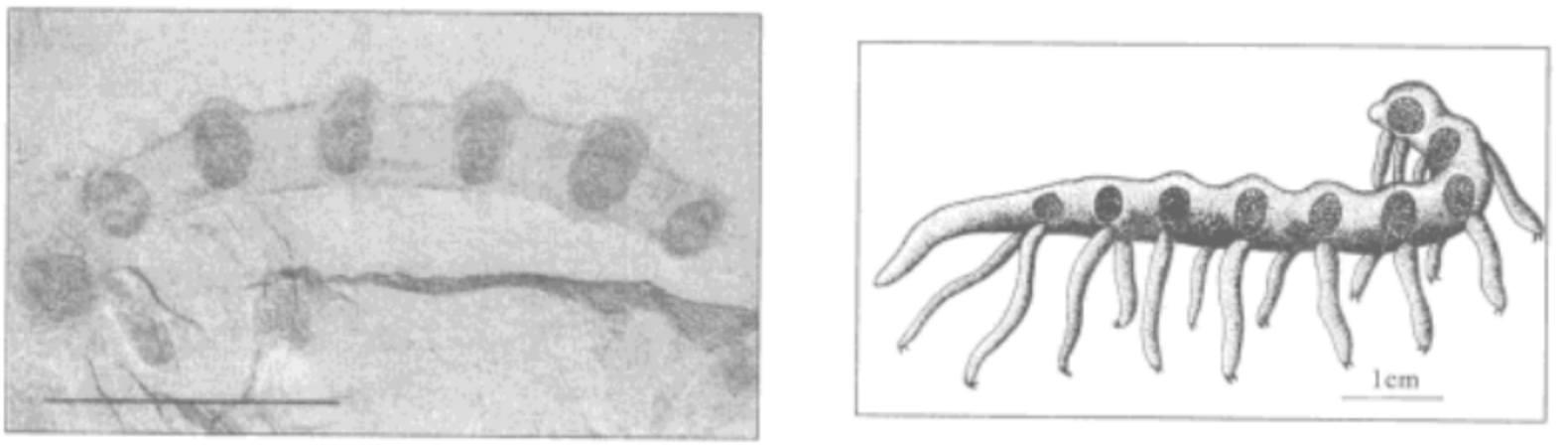
一、实体化石

实体化石是指经石化作用保存下来的全部生物遗体或一部分生物遗体的化石。在个别极为特殊的情况下，生物的硬体和软体可以无显著变化，比较完整地保存下来。例如，1901 年在西伯利亚第四纪冻土层（约 25 000 年前）里发现的猛犸象化石（图 2－2），不仅其骨骼完整，皮、毛、血、肉，甚至胃中食物也都完整地保存下来；我国抚顺煤田古近系抚顺群（始新世至渐新世）琥珀中常见保存完整的蚊、蜂和蜘蛛等昆虫化石（图 2－1）。但是多数实体化石只是生物的硬体部分，并且经历了不同程度的石化作用。

二、模铸化石

模铸化石是指生物遗体在岩层中的印模和铸型。根据其与围岩的关系，又可分为 4 类。

（1）印痕化石：即生物尸体陷落在细粒碎屑或化学沉积物中留下生物软体的印痕。经腐蚀作用和成岩作用后，生物尸体完全消失，但印痕仍然保存，而且这种印痕常常可反映该生物的主要特征，如加拿大大不列颠哥伦比亚省中寒武统布尔吉斯页岩、中国云南省下寒武统澄江动物群（图 2－4）和贵州省中寒武统凯里动物群中大量保存优美的动物软体印痕化石。



(a)　(b)

图 2－4　云南澄江下寒武统中华微网虫的印痕化石（a）及其复原（b）

（据侯先光等，1999）

（2）印模化石：即生物硬体（如贝壳）在围岩表面上的印模，包括外模和内模。外模反映了原来生物硬体的外表形态和构造特征；内模反映了生物的内部构造。需要注意的是，外模和内模所表现的纹饰和构造凹凸情况与原生物体的实际情况正好相反（图 2－5）。在外模和内模形成后，生物硬体被溶解，经压实作用内、外模重叠在一起就形成了复合模（图 2－6）。

（3）核化石：即由生物体结构形成的空间或生物硬体溶解后形成的空间，被沉积物充填固结后，形成与原生物体空间大小和形态类似的实体，包括内核和外核两种。内核是充填于生物硬体内部空腔中形成的核化石，其表面就是生物硬体内模（图 2－7，6a）；外核是被埋藏的生物硬体溶解后在沉积物中留下的空腔，该空腔被再次充填所形成的核化石，其表面特征与原生物硬体表面特征相同，是外模反印到外核上形成的，但其内部是实心的，不具有硬体的内部结构（图 2－7，6c）。

图 2-5 腕足类的背壳及其印模化石

(a)背壳外表;(b)外模;(c)背壳内面;(d)内模

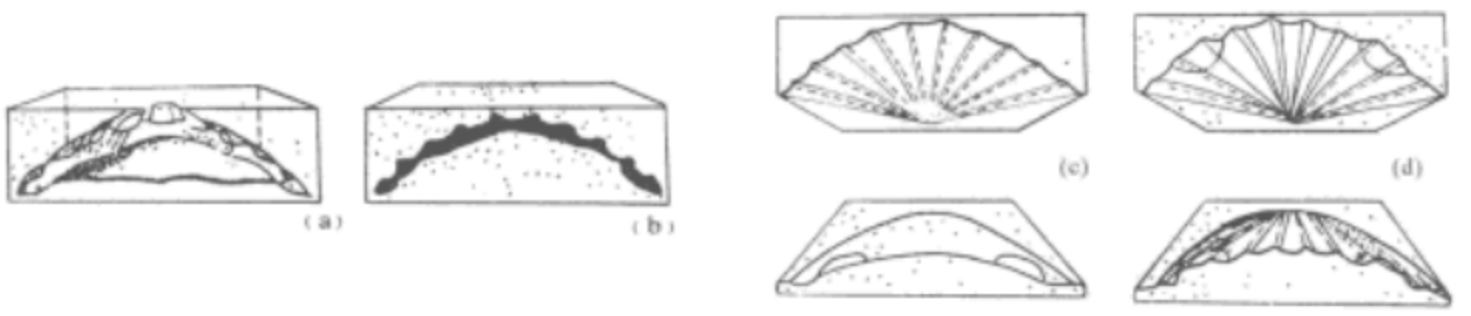


图 2-6 复合模的形成过程(据 McAlester, 1962)

(a)埋藏的双壳类壳体;(b)壳体溶解;(c)留下外模和内模;(d)因压实作用形成复合模(既有外模的放射脊,又有内模的肌痕)

(4)铸型化石:是当贝壳埋在沉积物中已经形成了外模和内核后,壳质全部溶解,并被后来的矿质填充所形成的化石。该过程类似于工艺铸成品一样,填充物与原来的硬体部分的大小和形态一致,外部具有原硬体的装饰,内部包裹着一个内核,唯本身不具有原生物硬体的微细结构(图 2-7, 6b)。

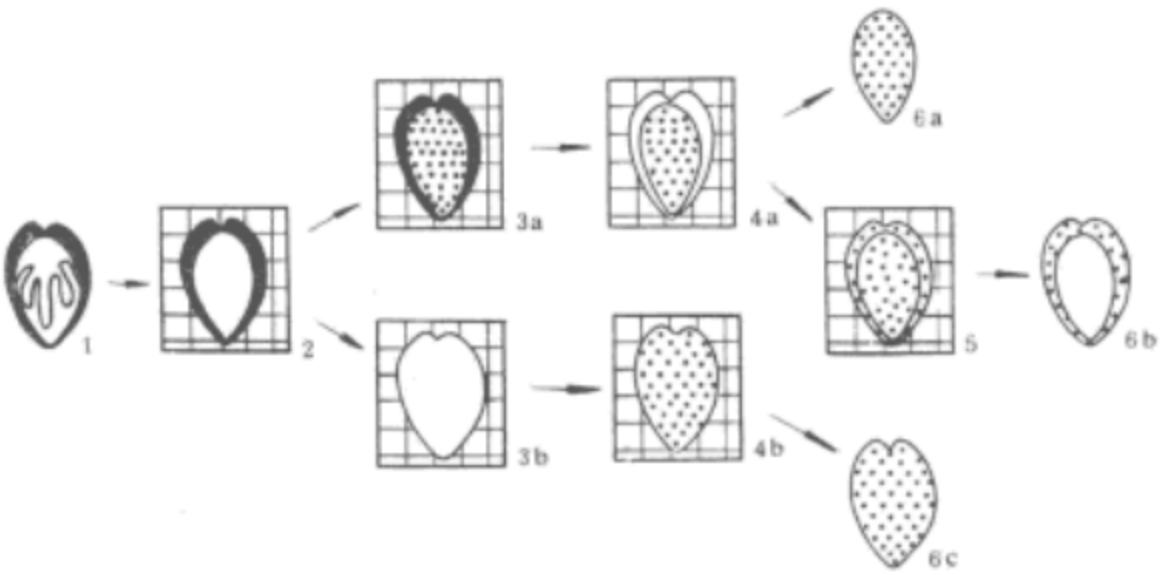


图 2-7 双壳类核化石与铸型化石及其形成过程

1. 双壳类躯体;2. 软体腐烂;3a. 壳内被充填;3b. 壳溶解;4a. 壳溶解;4b. 躯体空间被充填;5. 原壳空间被充填;6a. 内核;6b. 铸型;6c. 外核

三、遗迹化石

遗迹化石是指保存在岩层中古代生物生活活动留下的痕迹和遗物。遗迹化石很少与遗体化石同时发现,但它对于研究生物活动方式和习性,恢复古环境具有重要意义。动物在软质底质行走时所留下的足迹,如高等动物留下的脚印和低等动物移动时在底质留下的移迹,生物在硬基底上形成的钻孔,在软基底上形成的潜穴等,都是常见的遗迹化石。同时遗迹化石还包括粪团、粪粒、蛋、卵、胃石等生物的排泄物和

分泌物，以及古人类留下的石器(图 2－8)。

图 2－8　遗迹化石(据张永辕等，1988)

(a)成窝的恐龙蛋化石；(b)鱼粪化石；(c)北京周口店山顶洞人的石器；(d)粪粒化石；(e)牡蛎壳上的化石珍珠

四、化学化石

地史时期生物有机质软体部分虽然遭受破坏未能保存为化石，但分解后的有机成分，如脂肪酸、氨基酸等仍可残留在岩层中。这些物质仍具有一定的有机化学分子结构，虽然常规方法不易识别，但借助于一些现代化的手段和分析设备，仍能把它們从岩层中分离或鉴别出来，进行有效的研究。目前，人们已从岩层中分离出多糖、核苷酸、嘌呤、烃类和各种氨基酸。如从 3 亿多年前的鱼类和双壳类化石，1 亿多年前的恐龙化石中分析出 7 种氨基酸；从 10 亿年前的前寒武纪地层里也分析出了烃类、氨基酸等。这些重大进步，推动了当代分子古生物学、古生物化学和生物成矿作用，以及地球生物学等新兴学科的迅速发展，对探索生命起源，阐明生物发展历史，以及对生物成因的矿产的探查和研究都有重要意义。

第四节　化石研究方法及其应用

古生物学中关于化石的常规研究一般包括化石标本或样品的采集，标本的揭露或分离，化石的鉴定和记述，化石的照相、制图和复原以及资料分析和应用等几个步骤。

一、标本或样品的采集

大化石标本和微化石分析样品的野外采集是古生物学进行化石研究的第一步，也是最关键性的工作，因为对化石的进一步研究和分析都赖以野外对化石的第一手观察和资料收集。

野外资料的收集是根据研究工作任务、研究目的和要求而定的。一般说来，化石研究通常与产化石地层的研究相联系，要涉及到古生物的生活年代、生活环境、生活地理及其变化。在进行野外化石及其样品的采集之前，要对研究区的区域情况有所了解，诸如区域大地构造和古地理背景、地层层序及其出露情况、地层产状及接触关系等。

以地层学研究为主要目的的化石采集，要注意选择有代表性的地层剖面进行系统的地层学研究和化石标本及样品的采集工作，采集化石应尽可能地全面。采集的化石和样品必须在野外进行现场编录和包装，并在野外记录簿上进行相应的登录和记述。尤其要记述标本的采集位置、与地层自然层理的关系、产出状态、丰富程度、完整性和野外现场初步鉴定结果(至少要现场鉴定出大门类，并分门别类地对化石装箱，以利于室内及时地根据各类化石特点进行分析处理)。

对于以古生态和环境研究为主要目的的化石采集，除了进行常规的地层学资料收集外，应着重收集反映古生物本身生活特点和生活环境等方面的一些资料，例如化石的保存状态、保存完整程度，化石的磨蚀、分选和排列情况，化石在地层中的分布情况，化石的丰度和分异度、类别组成和各类别间的共生组合关系等。同时，对围岩资料的收集和观察亦十分重要，尤其是一些与当时沉积环境关系密切的沉积构造、沉积物组成、沉积环境标志物(如黄铁矿、海绿石等)乃至地球化学等方面的资料都对古生物的生活环境和古生态的研究十分有用。

大化石的采集关键是使用合理的物理化学方法将化石完整地从围岩中脱离开来。野外采集必须根据化石围岩的特点，利用合适的工具和合理的提取方法，尽可能地不破坏化石的本身完整性及其装饰和结构。对于一些比较脆弱的化石或具有比较精细装饰和构造的化石，野外采集时通常要连同一部分围岩一起切取下来，待室内进一步分离和修理。对于一些比较坚硬的碳酸盐岩，必要时可用化学方法溶蚀围岩，以获取化石。

微化石一般肉眼看不见，不能像大化石那样采集，通常是将埋藏它们的沉积物一起按化石样品采集，回到实验室进行处理才能将微化石标本分离出来。对微化石样品的采集，必须要了解各类化石的保存特点、有利岩性，以提高采样效率和准确性。各类生物的生活方式和生活环境不同，有利于它们保存的岩性亦不同。例如，钙质生物通常较容易从碳酸盐中获得；游泳和浮游生物则主要产于深水灰岩、页岩和硅质岩中。采样间距主要根据工作目的和岩性特点来确定，采样量取决于所采化石的类别和岩性，采样数量通常为处理化石时所需数量的 5～10 倍。样品可采自地表露头、钻井或海底、湖底的松散沉积物中，但力图要采集新鲜样品，明显的风化作用不利于样品的采集，尤其要防止样品的污染。

二、标本的揭露与分离

对于大化石的采集，在野外应尽量采集保存完好、暴露全面的标本。当难以采集到完整标本时，要特别注意采集标本的一些具有关键性鉴定特征的部位。同时对采集到的标本进行包装保护是十分重要的。多数标本都难免装箱和搬运过程中的磨损，因此，一般还要注意采集一些在野外未完全暴露的标本，回到室内后再进行修理和揭露出化石的全貌。标本的修理和一些关键构造特征的揭露是一项十分细致的工作，需要有专门的修理设备和工具。这项工作通常要由专门的古生物学工作者或熟练的技术人员，或者在他们的指导下完成。为了揭示化石的内部构造，有时要做切片处理，或者磨出光面进行观察。

微化石标本的分离则更需要专门的技术对野外采集回来的样品进行处理。一般的处理包括碎样、物理或化学处理、挑样等过程。如果采集的是固体样品，则第一步是要将样品通过物理的方法破碎成小块（通常 0.5～1cm 大小）。有时通过用水浸泡或用高温加热再骤冷的方法，可直接将化石分离出来（这种方法对某些大化石的分离亦十分有效）。样品的化学处理则首要是要考虑化石和围岩的物理化学性质而选用不同的溶剂和浓度，使其既能将围岩溶解，又不致于破坏化石。通过这种酸（如盐酸、醋酸、氢氟酸等）或碱溶液处理后，一般能将化石从围岩中分离出来。接下来的工作就是在显微镜下将化石标本从分离后的样品中挑选出来，封存到特制的标本盒中，以供鉴定和研究。

三、化石的鉴定和记述

化石从围岩中揭露和分离出来之后，就可以进行各项古生物学研究了。首先要根据化石特征进行鉴定，查阅有关的古生物学文献，对照前人已有的化石标本或图片和记述资料，给标本定名，确定其归属。如果查阅了所有的资料，确定它是新种或新属，就要根据有关命名法规给其赋以新的名称。

对于一些比较重要的化石，一般要进行详细的描述和分析，讨论其归属和地质意义。化石鉴定后要对相关的化石进行统计，结合野外观察和统计数据进行整理和补充，对野外未能正确确定的名称及相关的统计进行适当的补充说明，并在室内记录中记述修正意见和结果。

四、化石标本的照相、制图和复原

通常，化石标本的特征单靠文字记述很难完整确切地表达清楚，而配上一张清晰的照相图片，就能比较清楚地将其主要特征很好地表现出来，尤其对一些重要的标本和新建种的模式标本必须配合能清楚明确地表达其关键特征的化石照片或扫描电镜照片。对于某些在照片上不易被注意到，或者不能清晰确切地表达的重要特征，以及一些重要的细节，还应绘制各种线条图加以说明。

某些个体较大的生物化石，如脊椎动物化石和某些古植物化石，身体各部往往分开保存，为了对化石有一个整体的认识，常需要研究者利用零散的化石标本，根据比较解剖学及其他相关知识对化石进行复原。某些化石，甚至还需要恢复其外表的软体特征。

五、化石资料的分析和应用

化石研究的目的是为了服务于科学的理论研究和实践应用。根据研究的任务和工作的目的不同，化石资料的分析方法亦不同。由于化石是古代生物生命活动的产物，因此借助于化石研究生命和生物的历史，生物体结构的演变，可以从生物学的角度来对化石资料进行分析和应用；由于生物进化的不可逆性，因而化石具有明确的时间含义，是地质历史的另一种时间标尺，可以从时间和历史发展的角度来对化石资料进行分析和应用；由于生物与环境是统一的整体，化石是古代生态系的直接指示者，古生态系的变化与古环境的变化是一致的，因此可以从古环境及其变迁的角度来对化石资料进行分析和应用。然而，在进行古生物资料分析和应用中，必须正视“化石记录的不完备性”这一客观事实，避免作出过分和片面的结论。

第五节　化石的分类与命名

古今生物种类繁多、形态多样，为了便于系统研究，研究者必须指出它们之间的亲疏关系，归并成不同的类群，作不同的等级系统排列并命名，即进行分类研究。按照生物亲缘关系所作的分类称为自然分类。但由于古生物化石保存常不完整或难以像现生生物那样直接确定其亲缘关系，因此有时只能按照化石之间形态上的表面相似性作人为分类。

一、分类等级

古生物化石的分类采用与现生生物相同的分类等级和分类单元，其主要分类等级是：界(kingdom)、门(phylum)、纲(class)、目(order)、科(family)、属(genus)、种(species)。除这些主要分类单元外，还可插入各种辅助单位，如亚门、亚纲、亚科、亚属、亚种和超纲、超目、超科等。

任一等级上的生物类群都必须具有一些共同的性状特征，以区别于其他的生物类群。共同的性状越多，其分类等级越低。越高分类等级的生物类群，其共同的性状越少。

种(物种)是生物学和古生物学的基本分类单元，它不是人为的单位，而是生物进化过程中客观存在的实体。生物学上的种是由杂交可繁殖后代的一系列自然居群所组成的，它们与其他类似机体在生殖上是隔离的。同一个种有共同的起源、共同的形态特征、分布于同一地理区和适应于一定的生态环境。化石种的概念与生物学相同，但由于对化石不能判断是否存在生殖隔离，因此，化石种更着重以下特征：①共同的形态特征；②构成一定的居群；③居群具有一定的生态特征；④分布于一定地理范围。根据以上特征判明的化石种，与生物种一样都是自然的基本分类单位。

有些种还可进一步分出亚种(subspecies)，不同居群因地理隔离在性状上出现分异而形成地理亚种。除地理亚种外，古生物学中还有年代亚种，即在不同时代同一种内显示不同形态特征的不同居群。

属是种的综合，包括若干同源的和形态构造、生理特征近似的种。一般认为，属也同样应是客观的自然单元，代表生物进化的一定阶段。

二、命　名

所有经过研究的生物都要给予科学的名称，即学名。学名要根据国际动物、植物和菌类学命名法规和有关文件规定来建立。各级分类单元均采用拉丁文或拉丁化的文字来表示。属(及亚属)以上单位的学名用一个词来表示，即用单名法，其中第一个字母大写；种的名称则用两个词表示，即双名法，在种本名前加上它所归属的属名才能构成一个完整的种名。种名的第一个字母应用小写，但种名前的属名的第一个字母仍应大写。对于亚种的命名，则要用三名法，即在属和种名之后，再加上亚种名，亚种名的第一个字母亦应小写。在印刷和书写时，属和属以下单元的名称字母用斜体表示，属之上的名称用正体。为了便于查阅，在各级名称之后，用正体字写上命名者的姓氏和命名时的公历年号，两者间以逗点隔开，如 *Squamularia grandis* Chao, 1929。

以老虎为例，其分类系统和名称体系如下：

界 Kingdom Animalia Linnaeus，1758(动物界)

门 Phylum Chordata Haeckel，1874(脊索动物门)

亚门 Subphylum Vertebrata Linnaeus，1758(脊椎动物亚门)

纲 Class Mammalia Linnaeus，1758(哺乳纲)

目 Order Carnaivora Bowdich，1821(食肉目)

科 Family Felidae Fischer and Waldheim，1817(猫科)

属 Genus *Panthera* Oken，1816(豹属)

种 Species *Panthera tigris* Linnaeus，1758(虎种)

我国的东北虎(*Panthera tigris altaica*)、华南虎(*Panthera tigris amoyensis*)和云南虎(*Panthera tigris corbetti*)分别是3个地理亚种。

生物命名法规中有一条重要的原则是优先律，即生物的有效学名是符合国际动物、植物和菌类学命名法规所规定的最早正式刊出的名称。遇有同一生物有两个或更多名称构成同物异名，或不同生物共有同一个名称构成异物同名时，应依优先律选取最早正式发表的名称。例如，腕足动物弓石燕属 *Cyrtospirifer* 是 Nalivkin 1918 年最早命名的，后来 Grabau 在 1931 年又将同一属命名为 *Sinospirifer*，依据优先律，后者应废弃。

在化石研究中，有时会遇到一些不能作确切鉴定的情形，需要用特殊的表示方法。其表示方法通常是在属名后加注一些拉丁缩写词：sp.（species 的缩写）为未定种，表示标本鉴定后难以归入已知种中，而又无条件建立新种，如 *Redlichia* sp.；sp. indet.（species indeterminata，即不能鉴定的种）为不定种，表示化石保存欠佳，无法鉴定到种；cf.（conformis，相似、可比较）为相似种或称比较种，指与某一已知种形态上有一定的相似性，但仍有一定的差别，如 *Fusulina* cf. *cylindrica*；aff.（affinis，亲近）为亲近种，说明标本与某一已知种有一定亲缘联系，但特征上又存在差异。

如果属名、种名是第一次提出的，则在发表时分别于名称之后，加注 gen. nov.（genus novum，新属）和 sp. nov.（species novum，新种）。发表新属时要指定模式种，即指定该属中一个最有代表性的种作为该属建立的依据；发表新种时则要指定模式标本。作为描述新种主要依据的单一标本为正模，其他作为正模的补充标本，为副模。

三、古生物学分类系统

生物及化石可以按各种各样的标准和方法进行分类。但是古生物学的分类系统都是以化石形态和结构上的相似程度为基础的。这种分类最大的优越性在于它是以许多形态学上的相似性和差异性的总和为基础的，而且它基本上能反映生物界的自然亲缘关系，因而被称为自然分类系统。按照这种分类方法，把具有共同构造特征的生物(包括化石)归为一类，而把具有另外一些共同特征的生物归为另一类，于是整个生物界(包括现生生物和古生物)可以根据其固有的性状特征之间的异同关系，归纳为一个统一多级别的分类系统。

但关于生物界的划分，不同学者由于认识差别而有不同的分法，从二界系统到六界系统各有依据。18世纪，Carolus Linnaeus 根据生物是固着生活还是可以运动，划分生物为植物界(Plantae)和动物界(Animalia)；Haeckel (1886)从植物界和动物界中将具有色素和感光眼点构造、有鞭毛能运动的单细胞低等生物独立为一界，即原生生物界(Protista)，故有三界系统：原生生物界、植物界和动物界；Copeland (1938)根据生物的细胞结构水平，提出四界系统，即原核生物界(Prokaryotes)(包括蓝藻、细菌)、原始有核界(Protoctista)(包括真核藻类、真核菌类、原生动物)、后生植物界(Metaphyta)和后生动物界(Metazoa)；Whittaker (1969)则根据生物有机体营养方式的不同提出五界系统：原核生物界、原生生物界、植物界、动物界和真菌界(Fungi)；我国学者陈世骧(1977)还将病毒和类病毒(立克次氏体等)独立为一界，从而就有了六界系统。不过，当前古生物学研究中一般多采用的仍是二界系统分类方案，即将所获得的化石分别归入动物界和植物界。表 2-1 和表 2-2 分别列出动物界和植物界门(亚门)等级的主干分类谱系。

表 2-1　动物界(门、亚门等级)分类谱系简表(据童金南等,2007)

单细胞原生动物								原生动物门 Protozoa
多细胞后生动物	侧生动物(双胚层)							海绵动物门 Spongia、古杯动物门 Archaeocyatha
	真后生动物	两胚层、辐射对称动物						腔肠动物门 Coelenterata
		三胚层、两侧对称动物	无体腔动物					扁形动物门 Platyhelminthes
			假体腔动物					蠕形动物 Vermes
			真体腔动物	不分节动物				软体动物门 Mollusca
				分节动物	原口动物			环节动物门 Annelida、节肢动物门 Arthropoda
					原口—后口过渡动物			帚虫动物门 Phoronida、苔藓动物门 Bryozoa、腕足动物门 Brachiopoda
					后口动物	无脊索动物		棘皮动物门 Echinodermata
						半索动物		半索动物门 Hemichordata
						脊索动物	脊索动物门	尾索动物亚门 Urochordata
								头索动物亚门 Cephalochordata
								脊椎动物亚门 Vertebrata

表 2-2　植物界(门等级)分类谱系简表

无根、茎、叶分化，不形成胚(低等植物)	植物体不为藻菌共生体	细胞内含叶绿素、自养生活(藻类)	原核细胞	蓝藻门 Cyanophyta、原绿藻门 Prochlorophyta
			真核细胞	裸藻门 Euglenophyta、绿藻门 Chlorophyta、轮藻门 Charophyta、金藻门 Chrysophyta、甲藻门 Pyrrophyta、红藻门 Rhodophyta、褐藻门 Phaeophyta
		细胞内不含叶绿素、异养生活(菌类)		细菌门 Bacteriophyta、粘菌门 Myxomycophyta、真菌门 Eumycophyta
	植物体为藻菌共生体	地衣门 Lichenes		
有根、茎、叶分化，形成胚(高等植物)	无维管束分化	苔藓植物门 Bryophyta		
	植物体有维管束分化	以孢子繁殖(蕨类植物)	原蕨植物门 Protopteridophyta、石松植物门 Lycophyta、节蕨植物门 Arthrophyta、真蕨植物门 Pteridophyta	
		以种子繁殖(种子植物)	种子裸露(裸子植物)	种子蕨植物门 Pteridospermophyta、苏铁植物门 Cycadophyta、银杏植物门 Ginkgophyta、松柏植物门 Coniferophyta、买麻藤植物门 Gnetophyta
			种子被心皮包裹	被子植物门 Angiospermae

第三章　生命起源与生物进化

第一节　生命的起源与生物的演化

一、生命的起源

关于生命的起源，学者们推测可能有两种途径。

一种途径是，银河系别的星球的生命（细菌或孢子）通过辐射压力或者附着于陨石上传播于地球，而后发展演化。所依据的基本事实是在宇宙中发现有机分子存在。到目前为止，在银河系中发现的 57 种星际分子中有 12 种是无机分子，其余 45 种为有机分子，其中 9 种有机分子是地球上或在实验室中没有发现过的，说明在宇宙中可能存在更为复杂的有机化合物，这是生命存在的物质基础。从陨石中已分析出诸如氨基酸、嘧啶、脂肪酸等复杂有机化合物，但目前还没有有关别的星球上存在生物的确切证据。

另一种途径，也是多数学者所认为的生物的形成和发展是在地球上进行的。地球上的无机物在特定的物理化学条件下，形成了各种有机化合物，这些有机化合物后来再经过一系列的变化，最后转化为有机体。生命产生的这一过程可以概略归纳为 3 个阶段（图 3－1）：①原始海洋中的氮、氢等元素和水、一氧化碳、二氧化碳、硫化氢、氯化氢以及甲烷等无机化合物，在紫外线、电离辐射、高温、高压等一定条件影响下，形成氨基酸、核苷酸及单糖等有机化合物；②氨基酸、核苷酸等有机化合物在原始海洋中聚合成复杂的有机化合物，如甘氨酸、蛋白质及核酸等"生物大分子"；③许多生物大分子聚集而形成以蛋白质和核酸为基础的多分子体系，呈现出初步的生命现象，既能从周围环境中吸取营养，又能将"废物"排出体系之外，构成有生命的原生体。这种原生体的出现使地球上产生了生命，把地球的历史从化学进化阶段推向了生物进化阶段。

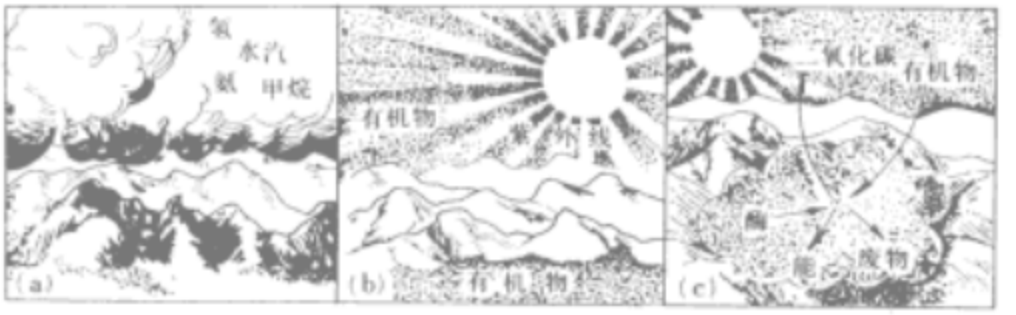


图 3－1　地球上生命起源示意图

（a）原始大气；（b）有机物组成；（c）原始生命的物质交换

以往的生命科学认为，生命体是由蛋白质、糖和核酸组成的，而组成蛋白质的最小单位氨基酸又是无生命的，它既不能自我繁殖、进化，也不能控制核酸。在生命起源的化学进化中，从无生命分子到核酸蛋白这些有生命大分子之间究竟存在什么环节，在科学上一直是个混沌状态。为了弄清这个环节，各国生命起源科学家都试图在无生命分子和核酸蛋白间找到有生命的小分子。赵玉芬教授（1996）提出了"磷酰化氨基酸是核酸与蛋白的共同起源，是生命起源的种子"的新理论体系，解决了这一难题。研究结果证实，磷酰

化氨基酸可以自我繁殖，自我进化，充满生命力。它们既可以自我组装肽，同时也可以与核苷组成核苷酸。

有生命的原生质是一种非细胞的生命物质，它出现以后，随着地球的发展而逐步复杂化和完善化，演变成为具有较完备的生命特征的细胞，从而产生了原核单细胞生物。因此生物界的发展历史是与地球发展的历史密切相关，不可分割的。化石记录证实了生命是在地球上发生，生物是随地球的发展而发展演变的。

二、早期生物的发生和演化

保存于地球上前寒武纪岩石中的化石为早期生物的演化提供了证据。这些化石证据表明早期生物演化存在四大飞跃。

第一次飞跃是最早生物的出现。尽管地球年龄约 46 亿年，但生物化石仅在 35 亿年以后的地层中发现。在西澳大利亚皮尔巴(Pilbara)，地质时代为 35 亿年的 Warrawoona 群碳质燧石中发现于叠层石中的丝状细菌是目前发现最早的可靠化石记录；在南非昂威瓦特系(Onverwacht Series，约 34 亿年前)也发现了可能为蓝藻和细菌的球形或椭圆形有机体。这些最早的化石记录是从非生物的化学物质向生物进化转变时出现的最早生物。

第二次飞跃是早期生物分异即多样性的增加。这可从加拿大 Ontario 西部苏必利尔湖沿岸的前寒武纪 Gunflint 组中发现的生物化石得到证明。Gunflint 组的燧石形成年龄大约为 20 亿年前，其间出现 8 属 12 种的微化石。数量最多的是具丝状结构的微化石，据其形态可分成 4 属 5 种，它们很像现代蓝藻中具丝状结构的 *Oscillatoria*。其中一个属与现代的氧化铁细菌 *Crenthrix* 相似；第 6 个属的微化石为 *Eoastrion*，由星状和放射状排列的丝状体组成，与现代和古代的生物无明显的相似性，但在某些方面相似于氧化铁锰的 *Metallogenium personatum*；最为特殊也最多的为 *Kakabekia*，它有一个具短柄的球茎，上面有一个类似伞状的构造，这三部分构造的大小随种而不同；第 8 个属的有机体为 *Eosphaera*，由内外两个同心层组成。这些生物的存在证实经过 10 亿年的演化，原核生物已发展到相当繁盛的程度，这可能与后期富氧大气圈的出现有关。

第三次飞跃是从原核生物演化出真核生物。在澳大利亚北方 Amadens 盆地的 Bitter Springs 组的燧石(年龄约为 10 亿年)中，发现了 4 个属的微化石。其中 1 个属像丝状的蓝藻，类似现代的 *Oscillatoria* 和 *Nostoc*。另 3 个属保存的内部结构像绿藻(真核生物)而非蓝藻。进一步的研究证实，此处共有 3 个像细菌的种，20 个可能是蓝藻的属和 2 个绿藻属，2 个细菌种和 2 个有疑问的生物，其中的一个绿藻为 *Glenobotrydion aenigmatis*。在我国华北雾迷山组的黑色燧石(年龄约为 12～14 亿年)中发现真核的多核体型藻类，属于绿藻纲管藻目多毛藻科，在印度、美国、加拿大等国家，时代大体相同的地层中均有发现，说明此时真核生物已较多。在我国距今 17.5 亿年的串岭沟组中发现属于真核生物的宏观藻类(可能为 Vendotaenides)，这表明真核生物的出现在 18 亿年之前，只是此时仍以蓝藻和细菌等原核生物为主，而真核生物的大量繁盛在 10 亿年前。

第四次飞跃是后生动物的出现。后生动物出现的时期一般认为在距今 5.6 亿年，主要是软躯体的腔肠动物、蠕形动物中的一些门类。澳洲南部埃迪卡拉崩德砂岩中的埃迪卡拉动物群(图 3-2)就是一个代表。埃迪卡拉动物群(其年代约为 5.6 亿年)中，67% 是腔肠动物，包括水母、水螅、锥石、钵水母类及珊瑚虫纲(海鳃类)的代表；环节动物占 25%，节肢动物占 5%，以及其他亲缘关系不明的化石和痕迹化石。该动物群分子在西南非洲纳马群、加拿大的康塞普辛群、西伯利亚北部文德系、英国强伍德森林地区、瑞典北部的托内湖区及我国的埃迪卡拉系上部等都有发现。

三、显生宙生物的演化

显生宙生物演化的型式不同于早期生物演化。

1. 寒武纪生物大爆发

埃迪卡拉纪末期出现了具外壳的多门类海生无脊椎动物，称小壳动物群，在寒武纪初大量繁盛。其特征是个体微小(1～2mm)，主要有软舌螺、单板类、腕足类、腹足类及分类位置不明的棱管壳等，代表分子

图 3-2 埃迪卡拉动物群复原图(据张昀，1998)

(a)*Cyclomedusa radiata*(似水母类)；(b)*Charniodiscus opposites*(似海鳃类)；(c)*Rangea longa*(似海鳃类)；(d)*Tribrachidium heraldicum*(分类位置不明)；(e)*Dickinsonia minima*(分类位置不明)；(f)*Spinther alaskensis*(分类位置不明)；(g)*Spriggina floundersi*(分类位置不明)

有 *Cricotheca*、*Siphogonuchites* 等。小壳动物群处于一个特殊的阶段，它是继埃迪卡拉纪晚期的埃迪卡拉动物群之后首次出现的带壳生物，动物界从无壳到有壳的演化是生物进化史上的又一次飞跃，是寒武纪生物大爆发的第一幕。

“寒武纪生物大爆发”的第二幕以 5.3 亿年前产于我国云南澄江地区寒武纪早期地层中的“澄江动物群”为代表。在寒武纪初不到地球生命发展史 1%的“瞬间”，创生出 99%的动物门类。澄江动物群是我国古生物领域的重大发现之一，震动了国内外地质古生物界，成为古生物学研究的一大热点。从目前所发现的这个动物群的组成看，有三叶虫、金臂虫类、水母、蠕虫类、甲壳纲、分类位置不清楚的非三叶虫节肢动物、腕足类和藻类等。保存有软体的有 *Naraoia*、水母类、蠕虫类及非三叶虫的节肢动物等。澄江动物群内三叶虫无附肢保存。澄江动物群现已定名 159 属 180 种(其中 130 个新属 148 个新种)。其中许多动物的软体印痕化石保存极好，栩栩如生，能提供有关生物解剖、生态、亲缘等多方面的珍贵信息，比世界著名的加拿大不列颠哥伦比亚中寒武世布吉斯页岩动物群(已被联合国教科文组织列为世界级化石遗产地名录)早了 1000～1500 万年。澄江动物群中生物体造型的分异度和悬殊度都很大，真可谓“创造门类的时代”。

2. **动植物从水生到陆生的发展**

在志留纪和志留纪以前的植物都是低等的菌藻类，完全生活在水中，无器官的分化。志留纪末期至早、中泥盆世，地壳上陆地面积增大，植物界由水域扩展到陆地。此时植物体逐渐有了茎、叶的分化，出现了原始的维管束输导系统，茎表皮角质化及具气孔等，这些特征使植物能够适应陆地较干燥的环境并不断演化发展，生存空间不断向陆地内部延伸。具有叶子的植物在中泥盆世大量出现，晚泥盆世已出现显花植物的古老代表。

“鱼形”化石在早寒武世澄江动物群(约 5.3 亿年)中就已出现，为无颌类。有颌类最早出现于中志留世，它的出现是脊椎动物进化史上的一件大事，它使脊椎动物能够有效地捕食。脊椎动物从海洋登陆大约是从志留纪晚期开始，总鳍鱼类中的骨鳞鱼是四足动物的祖先。具明显的从总鳍鱼类向两栖类过渡性质

的化石发现于晚泥盆世地层中。

完全摆脱水生变成陆生，是两栖类演化到爬行类。爬行动物在胚胎发育过程中产生一种纤维质厚膜，称为羊膜，它包裹整个胚胎，形成羊膜囊，其中充满羊水，使胚胎悬浮在液体环境中，能防止干燥和机械损伤。羊膜卵的出现使四足动物征服陆地成为可能，并向各种不同的栖居地纵深分布和演变发展，是脊椎动物进化史上又一件大事。羊膜卵的化石记录出现于晚石炭世的沉积中，如加拿大东的林蜥(*Hylonomus*)。

3. 动物界各门类的演化谱系

生物界发生和发展的历史过程完全符合客观物质世界从简单到复杂、从低级到高级的变化规律。以动物界为例(图 3－3)，一切最低级的动物由单细胞组成，称原生动物。由原生动物演化出多细胞后生动物。海绵动物是最原始、最低等的多细胞动物，动物机体仅由两层细胞组成，细胞虽有分化，但无组织产生，在胚胎发育中，胚层细胞具逆转现象，这与其他多细胞动物不同，所以这类动物在演化上是一个侧枝，称侧生动物。腔肠动物是真正的后生动物，动物的身体由外胚层和内胚层构成，称两胚层动物。但腔肠动物仅有简单的组织分化，还没有形成典型的组织与器官，为低等的后生动物，所有后生动物都是经过这两胚层阶段发展起来的。由两胚层动物演化为三胚层动物，即动物身体由外胚层、内胚层和中胚层发育形成各种复杂的组织、器官和器官系统。从原始的三胚层动物又发展出神经系统获得充分发展的脊椎动物，最

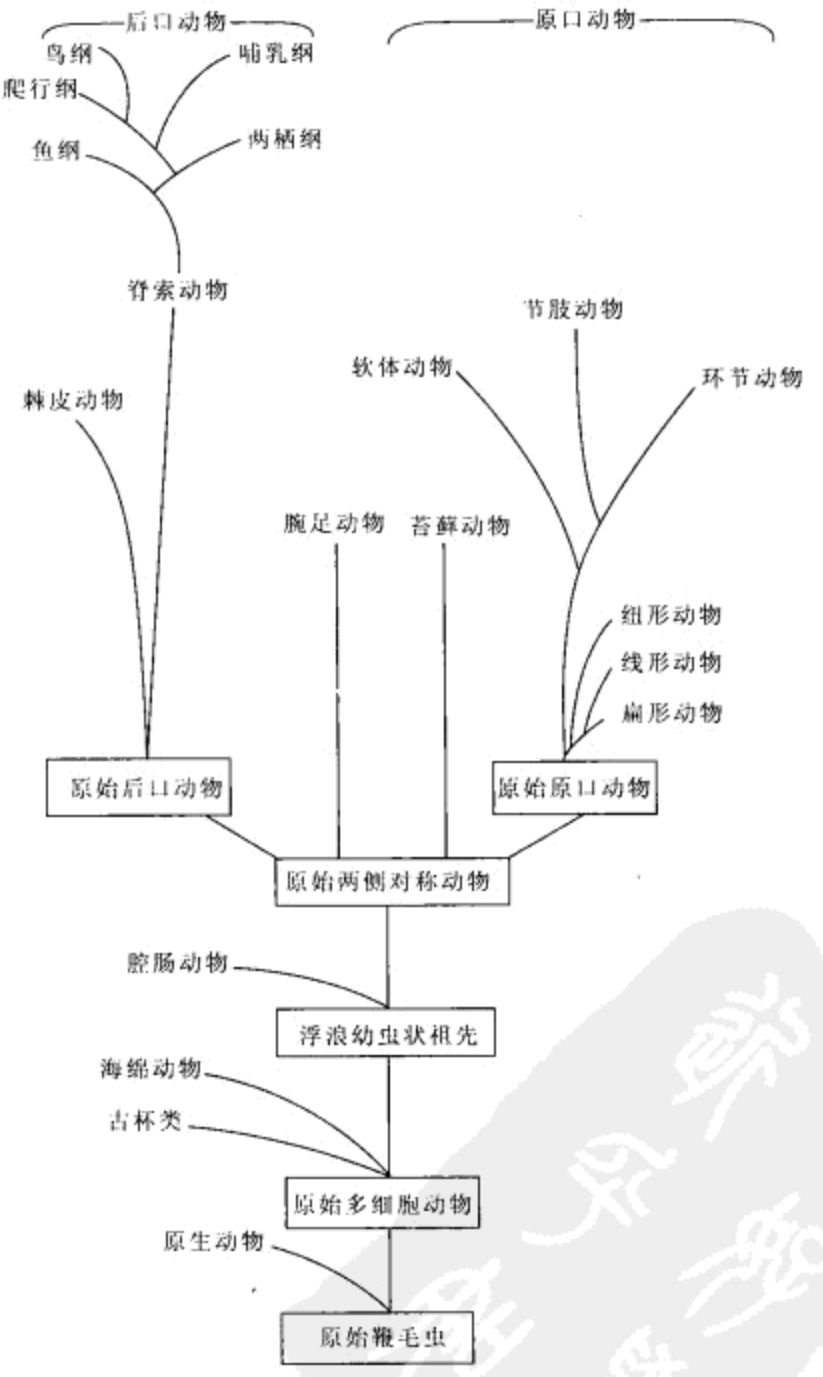


图 3－3　动物界各门类的演化谱系

(据何心一、徐桂荣，1987)

后又在脊椎动物中发展出人类。人类具有自觉的能动性，起源于动物界，是动物发展的高级阶段。

第二节 种的形成

生物以种作为繁殖后代的单元，依靠遗传保持种的稳定；又以种作为进化的单元，种的性状不断发生变异，通过隔离和自然选择等作用，旧种不断灭绝，新种不断产生。

1. 遗传

遗传物质是基因。基因具有自身复制的能力，能使种在各个世代中保持自身的特性。每种个体有一定量的基因，同一居群中所有个体的基因总和构成基因库。一个种的基因库基本上是稳定的，所以种的特征能世代遗传。比如，人生人，马生马，种瓜得瓜，种豆得豆，都是遗传现象。

2. 变异

同种个体的基因类型有不同程度的变化，所以各个个体之间都有差异。基因的突变和重组是个体发生变异的主要原因，人们常说的“一母生九子，子子各不同”就是这个道理。

3. 隔离

隔离包括地理隔离和生殖隔离。地理隔离是指由于水体、沙漠、山脉的阻挡或遥远的地理距离等原因造成的隔离。同种的不同居群生活在不同地区，彼此孤立起来，使不同居群的个体之间无法杂交，失去基因交流的机会，从而导致隔离的各居群间产生不同方向的变异，逐渐形成地理亚种。如我国的华南虎和东北虎，由于长期生活于不同的地理环境，在体型大小、毛色深浅及毛的长短等方面都产生了明显的差别，已形成了两个地理亚种。地理亚种进一步发展，就会形成新种。生殖隔离是指居群间由于基因型差异使基因交换不能进行，这包括生态隔离、季节隔离（交配期不同）、行为心理隔离、机械隔离（生殖器官不相配）、杂交不育、不成活等。在古生物学资料中还能观察到由于时间隔离形成的年代亚种。

4. 自然选择

生物与环境是一个统一整体，生物必须适应变化了的环境，“适者生存，不适者淘汰”。性状变异是自然选择的原料，通过遗传积累加强适应环境的变异，促使居群的基因库发生重大变化，为形成新种准备了条件。

自然选择的一个生动实例就是达尔文研究的乌德拉群岛上的甲虫。他发现550种甲虫中有200种甲虫虽有翅膀但不会飞，会飞的则以翅膀非常强大的甲虫为主。他认为，原来这岛上的甲虫都是会飞的，后来有些甲虫的翅膀发育稍不完全，或者由于习性怠惰，很少飞翔，经过若干世代，翅膀便退化，丧失了飞翔能力。群岛常遭强烈的风暴袭击，每当海洋风暴发生时，不能飞翔的甲虫能够很好地隐藏，直到风过了以后才出来；而在空中飞翔的甲虫则常常被海风吹到海里，葬身碧波。这样一来，前者获得了最好的生存机会，保留下来，不断地繁衍后代，后者则不断被风浪淘汰，只有那些翅膀非常强壮，能够抵抗风暴的类型才能保留下来。

5. 微进化（microevolution）与宏进化（macroevolution）

微进化是指由线性分支（如种族分支或新种形成）或种系转换引起的发生在种内乃至新种形成的各种变化。宏进化是指在自然选择和基因突变作用下引起的大尺度的基因型和表现型的变化。二者在时间尺度上有明显区别。微进化发生在相对较短的时间内（如几个世代），而宏进化通常是在较长的地质时间内才发生。进一步讲，微进化是发生在种内或种一级水平的进化现象，而宏进化则与更高一级的分类单元的进化现象相关（如科、目、纲等）。

6. 成种方式

种的形成方式有两种：一种是渐变式，或称线系渐变；一种是突变式。前者认为自然选择使遗传变异逐渐积累，而最后形成新种。新种与旧种之间有一系列过渡类型。后者认为成种过程是突然发生的，新种与旧种之间无中间类型，而且在一个种的存在时期其性状无重大变化，表现为长期稳定，只是在成种过程中发生性状的质变。

(1)达尔文关于种形成的学说——渐变论。达尔文认为种形成的主要原因是遗传、变异和自然选择。自然选择作用使微小的变异在极其漫长的世代遗传中积累出现性状分歧，进而在遗传中积累达到种的等级，就形成了新种[图 3－4(b)]。他认为自然界没有飞跃，达尔文的这种观念被称为渐变论。

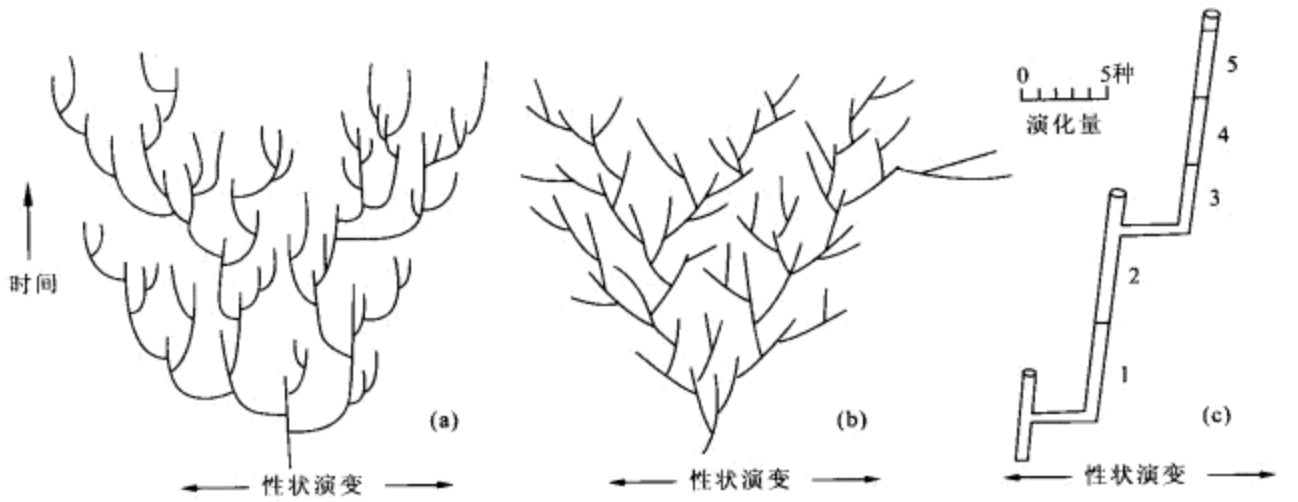


图 3－4　演化的两种模式(据 Stanley，1979)

(a)间断平衡论模式；(b)渐变论模式；(c)突变和渐变造成的演化量比较

(2)间断平衡论——突变论。主要针对线系渐变论，即达尔文的渐变论而提出的。间断平衡论认为生物演化是突变(间断)与渐变(平衡)的辩证统一[图 3－4(a)]。它所研究的是生物演化的速度和方式。关于演化方式，间断平衡论认为，重要的演变与分支成种事件同时发生，而不是主要通过种系的逐渐转变完成的。关于演化速度，间断平衡论强调以地质时间的观点来看，分支成种事件是地史中的瞬间事件，并且在分支成种事件之后通常有一个较长时期(几百万年)的停滞或渐变演化时期。

间断平衡论强调成种作用的重要性，主要的演化过渡集中在成种时期。而渐变论者认为大多数演化是由线系变异完成，迅速分异的成种过程起的作用较小，间断平衡论不否认线系演化，但认为它属次要地位[图 3－4(c)]。

第三节　生物进化的一些特点和规律

一、生物进化的一般规律

1. 进步性发展

进化论已经阐明，一切生物都起源于原始的单细胞祖先。以后在漫长的地质年代中，由于遗传、变异和自然选择，生物的体制日趋复杂和完善，分支类别越来越多。地层中的化石记录虽不完备，但足以说明自从生命在地球上出现以来，生物界经历了一个由少到多、由简单到复杂、由低级到高级的进化过程，这是一种上升的进步性发展。同时生物发展是有阶段性的，这种阶段性进化是指生物由原核到真核，从单细胞到多细胞，多细胞生物又逐步改善其体制的发展过程。生物进化的分支发展是从少到多的分化进化，在分支发展过程中生物不断扩大其生活空间，向各种不同的生活领域发展其分支。就整个生物界来说，在其进化过程中，经历了三次重大的突破性分支发展，最早的一次是从异养(以周围环境中的有机质为养料)到自养(本身含叶绿素，能进行光合作用合成有机养料)的发展；第二次是从两极(合成者和生产者)到三极(生产者，消费者和分解者)的发展；第三次是从水生到陆生的发展。

2. 进化的不可逆性

生物界是前进性发展的，生物进化历史又是新陈代谢的历史，旧类型不断死亡，新类型相继兴起。已演变的生物类型不可能恢复祖型，已灭亡的类型不可能重新出现，这就是进化的不可逆性。例如脊椎动物中由水生的鱼类经过漫长的地质历史和许多演化阶段演化为陆生的哺乳类，哺乳类中如鲸类虽回到水中

生活，却不可能恢复鱼类的呼吸器官——鳃，也没有鱼类的运动器官——鳍，鲸的前肢仅仅外貌像鳍，而其骨骼构造完全不同。

3. 相关律和重演律

环境条件变化使生物的某种器官发生变异而产生新的适应时，必然会有其他的器官随之变异，同时产生新的适应，这就是相关律。例如生活在非洲干旱地区的长颈鹿的祖先，由于长期采食高树上的叶子，颈部不断伸长，前肢也随之变长。

生物每个个体从其生命开始直到自然死亡都要经历一系列发育阶段，这个历程就是个体发育。系统发生是指生物类群的起源和进化历史，生物类群不论大小都有它们自己的起源和发展历史，系统发生与个体发育是密切相关的，生物总是在其个体发育的早期体现其祖先的特征，然后才体现其本身较进步的特征。因此可以说个体发育是系统发生的简短重演，这就是重演律。

4. 适应与特化

生物在其形态结构以及生理机能诸方面反映其生活环境及生活方式的现象，是自然选择保留生物机能的有利变异，淘汰其不利变异的结果，是生物对环境的适应。一种生物对某种生活条件特殊适应的结果，使它在形态和生理上发生局部的变异，其整个身体的组织结构和代谢水平并无变化，这种现象叫作特化。例如哺乳动物的前肢，在特定的生活方式影响下，有的变为鳍状，适于游泳；有的变为翼状，适于飞翔；有的变为蹄状，适于奔驰。

5. 适应辐射与适应趋同

生物在其进化过程中，由于适应不同的生态条件或地理条件而发生种的分化，由一个种分化成两个或两个以上的种，这种分化的过程叫做分歧或趋异。如果某一类群的趋异不是两个方向，而是向着各种不同的方向发展，适应不同的生活条件，这种多方向的趋异就叫做适应辐射。如爬行动物在中生代初就向各种生活领域辐射，在陆地上有各种恐龙，在水中有鱼龙和蛇颈龙，以及在空中有翼龙（图 3－5）。与适应辐射相反，适应趋同是指一些类别不同，亲缘疏远的生物，由于适应相似的生活环境而在体形上变得相似，不对等的器官也因适应相同的功能而出了相似的性状。如鱼龙、海豚和鲸都是鱼形；腕足类的李希霍芬贝、双壳类的马尾蛤和单体珊瑚同形（图 3－6）都是趋同的著名例子。趋同只是一种现象，不能形成进化谱系。

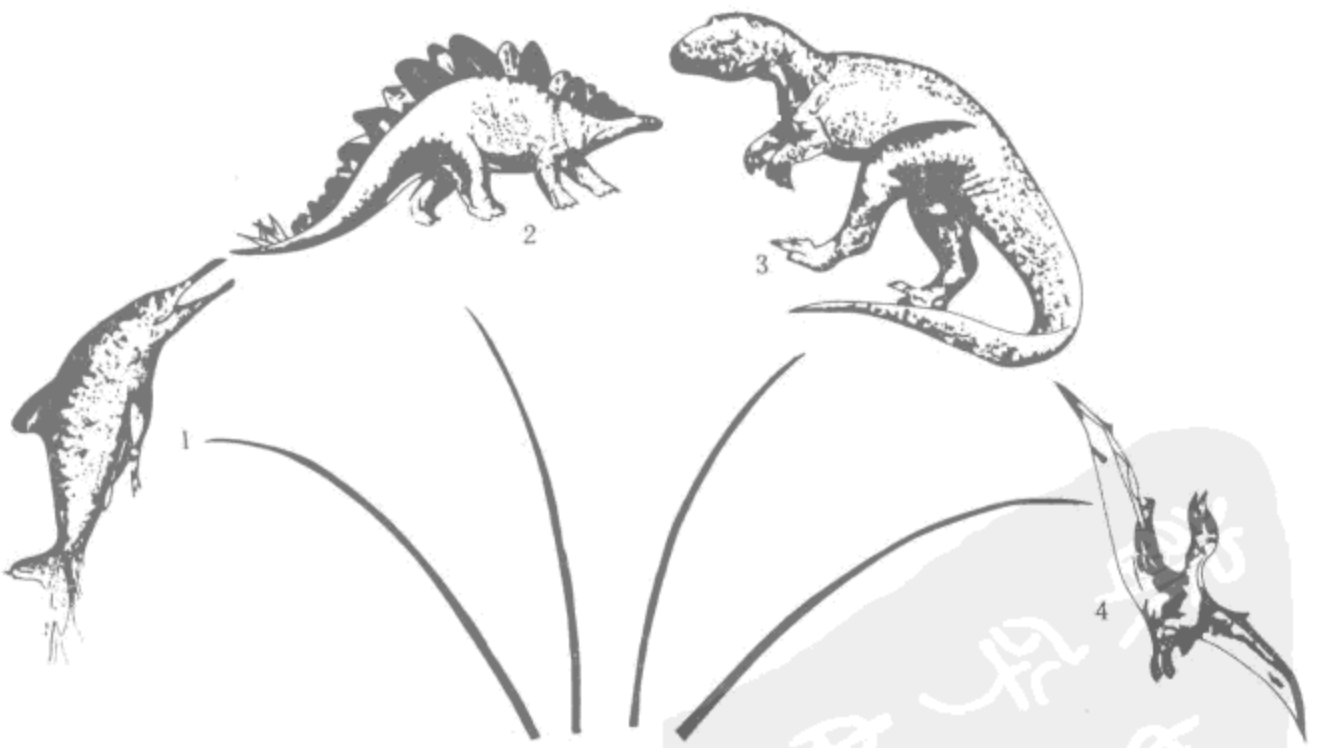


图 3－5　中生代爬行动物的适应辐射（据何心一等，1993）

1. 海中游泳的鱼龙；2. 陆上食草的剑龙；3. 陆上食肉的跃龙；4. 空中飞翔的翼龙

图 3-6　适应趋同现象的实例(据何心一等,1993)

(a)单体珊瑚(锥状)(腔肠动物门);(b)李希霍芬贝(*Richthofenia*)(腕足动物门);(c)固着蛤类马尾蛤(*Hippuritella*)(软体动物门双壳纲)

二、生物演替

1. 种系代谢和生态代替

灭绝(extinction)是指生物完全绝种而不留下后裔,如果某生物种演变为新种而在地史中消失,这叫假灭绝。古生物学资料表明,许多生物类群诸如三叶虫、笔石、菊石、鱼龙等,曾在地质历史上盛极一时,后来随时间推移而消失,没有留下后代。已知的古生物约 2 500 科,其中 2/3 已灭绝。什么原因使得大量的种在生物进化过程中趋于灭绝?在生物进化过程中旧的种不断灭亡,新的种不断出现是自然发展的必然规律。

在阶段性进化过程中,新种总是在旧种的基础上产生,许多旧种被其子种所代替而衰退灭亡,这叫种系代谢。生物的横向分化进化,是通过适应环境和占领环境而进行的,是争夺生活领域的斗争。在这个斗争中,一些生物胜利了,扩大或取得了新的生境;一些生物失败了,丧失了生活领域以至退出了历史舞台,这叫生态代替。

2. 背景灭绝与集群灭绝

地史上任何时期都有一些生物灭绝,使总的平均灭绝率维持在一个低水平上(通常每百万年 0.1～1 个种,依门类而不同),这叫背景灭绝(background extinction)。与之相对应,在一些地质时期,有许多门类的生物近乎同时灭绝,使生物界灭绝率突然升高,这叫集群灭绝或大规模灭绝(mass extinction)。地史上最典型的集群灭绝共有 5 次(奥陶纪—志留纪之交;晚泥盆世弗拉斯期—法门期之交;二叠纪—三叠纪之交;三叠纪—侏罗纪之交;白垩纪—古近纪之交),其中最重大的灭绝事件发生在二叠纪—三叠纪之交,其次是白垩纪—古近纪之交(图 3-7)。

导致生物大规模灭绝的事件,大致可分为地球成因事件和地外成因事件两大类。前者包括火山爆发、地磁场倒转、大规模海退、板块运动、温度变化、盐度变化、缺氧事件等;后者如超新星爆发、小行星撞击、太阳耀斑等。

应当指出,突变对于生物是外因,外因不可能在任何时侯都起主要作用,生物大规模灭绝肯定有内在因素。

三、生物复苏

大灭绝后的生物群和生态系,通过生物的自组织作用和对新环境的不断适应,逐步回复到其正常发展水平的过程,即为生物复苏。经历大灭绝事件后,多数生物灭绝、消失,正常的生态系遭受破坏,只有少数对灭绝期的环境具有特殊适应能力的类型,能够在大灭绝后残存下来,并在所空出的生态系中占据优势。

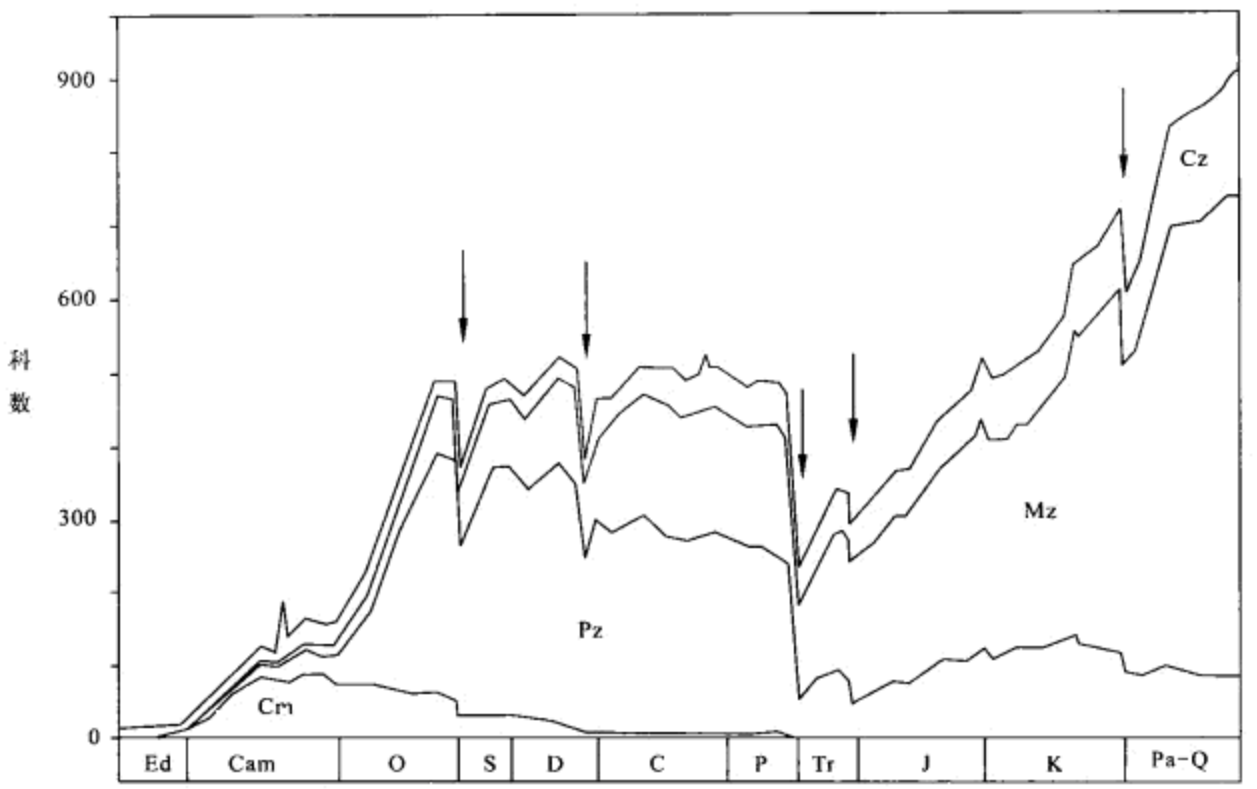


图 3-7 显生宙海洋无脊椎动物分异图，示 5 次集群灭绝（据 Sepkoski，1979 修改）

Cm. 寒武纪型动物群；Pz. 古生代型动物群；Mz. 中生代型动物群；Cz. 新生代型动物群

但空出的生态领域也有利于一些进步类型的新生、分异和快速发展，从而迅速取代残存的古老类型，形成新的生态平衡，并开始新的繁荣阶段。

大灭绝后生物复苏是一个较新的课题。显生宙多数大灭绝—残存—复苏过程都要延续 1～3Ma，它们都是由一系列逐步加速的灭绝和复苏事件所组成。大灭绝后残存和复苏期的长短，除了与大灭绝后环境系统和营养结构的重建有关外，还直接与残存类型的特征、数量和分异度有关。祖先类型产生于大灭绝时的高压环境，它们是最成功的穿越大灭绝者，是随后复苏的原动力。不同类型的生态系，在大灭绝后具有不同的复苏速率，通常呈现一种阶状渐进的方式。生态系复苏的早期还包含了各种残留类型的一些很小的短期灭绝事件。

第四章　无脊椎动物

第一节　原生动物门鞭目

一、原生动物概述

原生动物是一类与多细胞动物相对应的最低等的真核单细胞动物，动物个体由一个细胞组成，但它是一个能够独立生活的有机体，具有新陈代谢、刺激感应、运动、繁殖等机能。原生动物没有真正的器官，但其细胞产生分化，形成了“类器官”，各司一定的功能，如鞭毛、纤毛、伪足就是运动类器官。

原生动物个体微小，一般需用显微镜才能看到，其身体由一团细胞质和细胞核组成，有些原生动物的细胞质内具有骨架或分泌坚硬的外壳。原生动物分布广泛，生活在淡水、海水以及潮湿的土壤中，有的营寄生生活。

原生动物门(Protozoa)根据类器官的结构、运动和生殖方式以及核酸序列，一般可划分为：肉鞭毛虫门、顶复虫门、微孢虫门和纤毛虫门。其中以肉鞭毛虫门化石最丰富，比较重要的有放射虫纲和有孔虫纲，而鏟类是有孔虫纲的一个目——鏟目(Fusulinina)。

二、鏟壳的基本特征

鏟又名纺缍虫，具钙质壳，一般大如麦粒，大者可达 30～60 mm，最小者不到 1 mm。鏟壳常呈纺缍形或椭圆形，有时呈圆柱形、球形或透镜形(图 4－1)。

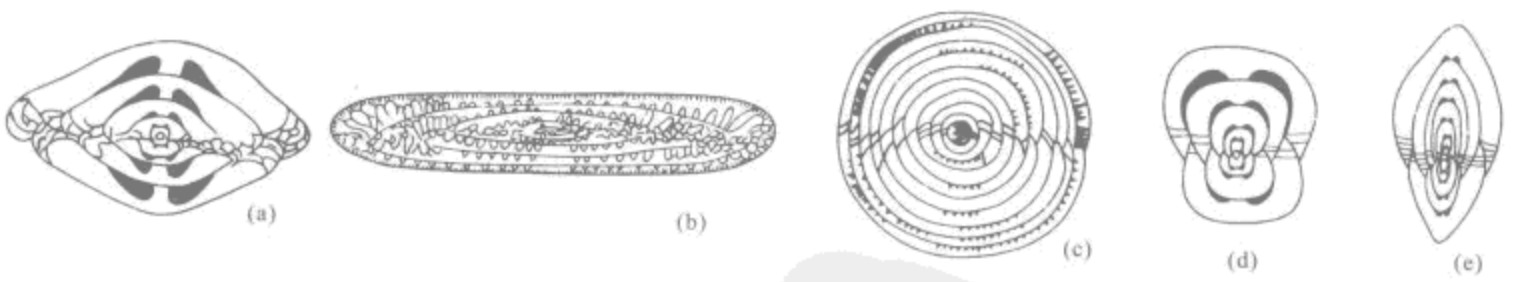


图 4－1　鏟壳轴切面形态(据杨遵仪等，1980)

(a)纺缍形；(b)圆柱形；(c)球形；(d)方形；(e)透镜形

鏟壳的初房位于壳中央，多为圆球形。以后的壳壁围绕一假想轴旋卷增长，同时向旋轴两端伸长包裹初房。壳壁生长到一定阶段，其前方往中心下垂，将旋壳分隔成房室。下垂的部分即称为隔壁，隔壁平直或褶皱，外露的部分则连成旋壁。旋壁围绕旋轴一圈构成一个壳圈，壳圈从内到外层层包裹[图 4－2(a)]。

鏟壳隔壁基部中央有开口，为房室之间原生质交流的通道。各个隔壁上的开口位置相对，彼此贯通形成通道。通道两侧有次生堆积物形成从内到外盘旋的两条隆脊叫旋脊[图 4－2(b)]。某些高级鏟类，隔壁基部有一排小孔称为列孔，列孔旁侧也有次生堆积物，叫作拟旋脊[图 4－2(c)]。

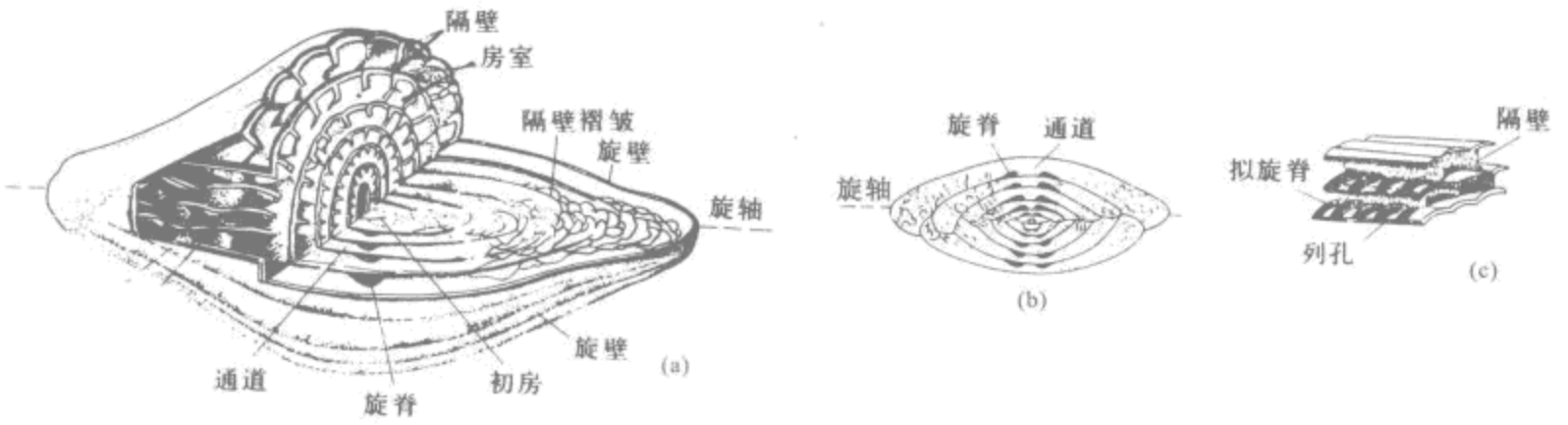


图 4－2　籤壳的构造(据杨遵仪等,1980)

(a)壳的剖面视图;(b)轴切面;(c)内部构造的模示图

籤壳的旋壁具分层结构,由原生壁和次生壁组成。原生壁包括黑色的致密层、浅色的透明层和梳状的蜂巢层;次生壁为不太致密的暗色疏松层(图 4－3)。根据旋壁的分层情况,可将其划分为单层式、双层式、三层式和四层式 4 种(图 4－4)。

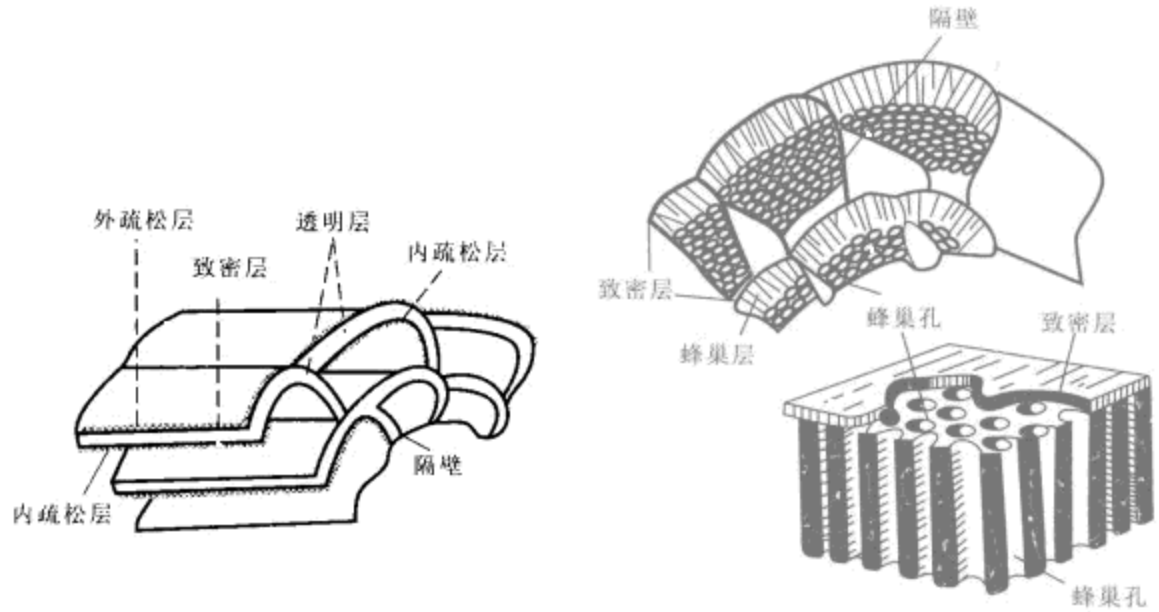


图 4－3　籤壳的旋壁构造

图 4－4　籤壳的旋壁类型

籤类具包旋壳,只能在各种切面上进行内部构造观察和研究,一般有以下几种切面:①轴切面,即通过初房平行于旋轴的切面;②旋切面,通过初房垂直旋轴的切面;③弦切面,未通过初房而平行旋轴的切面。

三、籤类化石代表

Ozawainella Thompson, 1935(小泽籤)　壳小,透镜形,壳缘尖锐,旋壁由致密层及内、外疏松层组

成，某些大个体具透明层。隔壁多而平直。旋脊发育，向两侧延伸到旋轴两端(图 4－5，1)。石炭纪—二叠纪。

Fusulinella Moeller，1877(小纺缍鲢)　壳体纺缍形。旋壁由致密层、透明层和内、外疏松层组成。隔壁平直，仅在两端微有褶皱。旋脊粗大(图 4－5，3)。晚石炭世。

Palaeofusulina Deprat，1912(古纺缍鲢)　壳小，粗纺缍形，包旋较松。旋壁薄，由致密层及透明层组成。隔壁薄，全面褶皱，非常强烈。无旋脊，初房大(图 4－5，2)。晚二叠世。

Schwagerina Moeller，1877(希瓦格鲢)　壳纺缍形、长纺缍形或圆柱形。旋壁由致密层及蜂巢层组成，蜂巢层很粗。隔壁全面褶皱，强烈而不规则。旋脊无或仅见于内圈(图 4－5，4)。晚石炭世—中二叠世。

Verbeekina Staff，1909(费伯克鲢)　壳中等到巨大，球形或近球形。壳圈密，12～21 个壳圈，房室多。旋壁很薄，由致密层、细蜂巢层及内疏松层组成。隔壁平直，拟旋脊见于内部数圈及外部数圈，不连续，在中部壳圈上极不发育，(图 4－5，6)。早、中二叠世。

Neoschwagerina Yabe，1903(新希瓦格鲢)　壳中等到大，粗纺缍形，11～20 个壳圈。旋壁由致密层及蜂巢层组成，蜂巢层极细。原始种仅具一级旋向副隔壁，进化的种具一级及次级旋向副隔壁和轴向副隔壁。拟旋脊低而宽，一级旋向副隔壁下延与拟旋脊相连(图 4－5，5)。中二叠世。

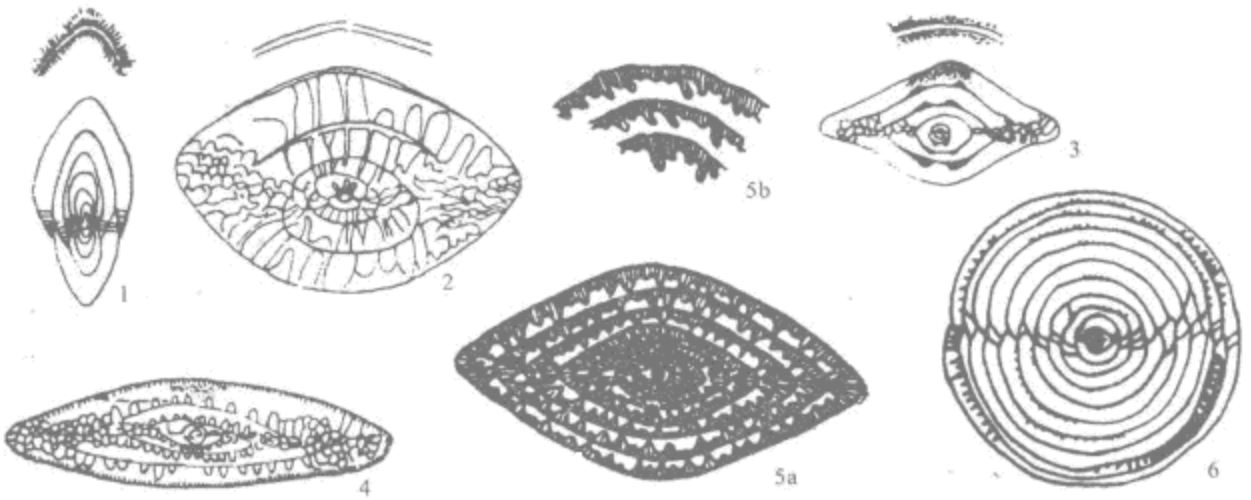


图 4－5　鲢类化石代表

1. *Ozawainella*(小泽鲢)，轴切面；2. *Palaeofusulina*(古纺缍鲢)，轴切面；3. *Fusulinella*(小纺缍鲢)，轴切面；4. *Schwagerina*(希瓦格鲢)，轴切面；5. *Neoschwagerina*(新希瓦格鲢)；5a. 轴切面，5b. 示副隔壁；6. *Verbeekina*(费伯克鲢)，轴切面

四、鲢类的生态及地史分布

一般认为鲢类是浅海底栖动物，生活于水深 100 m 左右热带或亚热带的平静正常浅海环境。

鲢类最早出现于早石炭世晚期，至中二叠世达到极盛，晚二叠世开始衰退，至二叠纪末全部灭绝。鲢类分布时限短，演化迅速，地理分布广泛，是划分和对比地层很好的标准化石。

第二节　腔肠动物门珊瑚纲

一、腔肠动物概述

腔肠动物属于低等的二胚层多细胞动物，是真正的后生动物，包括现生的海葵和珊瑚。它们有明确的组织，但无真正的器官分化。身体多呈辐射对称，少数为两侧对称。体壁由外胚层、内胚层和中胶层组成，

外胚层中有时具刺细胞，有御敌作用。中间有一空腔，司消化和吸收，称为腔肠。上面的口既是食物的进口，又是废物的排泄孔，口周围有一圈或数圈触手，体壁上常有壁孔(图 4－6)。腔肠动物大多为海生，少数生活于淡水，其体型有固着生活的水螅型和浮游生活的水母型两种，水螅型呈圆筒状，单体或群体，水母型呈伞状，腔肠内可具有多级隔膜，这两种腔肠动物的结构及名称见图 4－7。这两种体型往往是一种腔肠动物生活史的两个阶段。

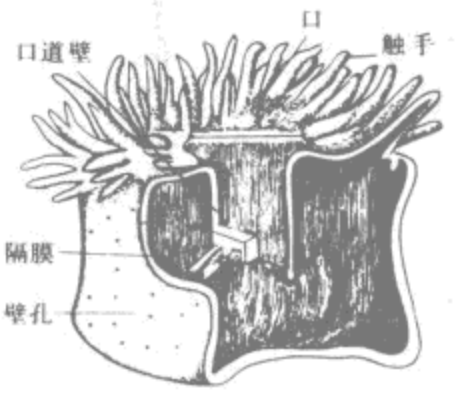


图 4－6 海葵的构造

腔肠动物在前寒武纪晚期已出现，但保存的化石都为印模，占生代以来具硬体的腔肠动物相继兴起，现代仍十分繁盛。

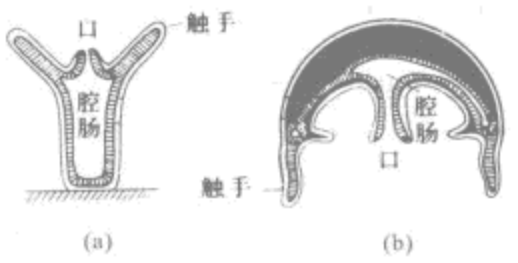


图 4－7 水螅型(a)与水母型(b)的比较

(据傅英祺等，1981)

根据刺细胞的有无，腔肠动物门(Coelenterata)可划分为刺细胞亚门和无刺细胞亚门。刺细胞亚门又可划分为水螅纲、原始水母纲、钵水母纲和珊瑚纲，其中化石最多、地层意义和生态意义最大的是珊瑚纲(Anthozoa)。

珊瑚纲绝大多数具外骨骼，以钙质为主。根据软体的特点，如触手、隔膜数目与排列、硬体骨骼特征等，一般可分为横板珊瑚亚纲、四射珊瑚亚纲、六射珊瑚亚纲和八射珊瑚亚纲，其中以四射珊瑚亚纲和横板珊瑚亚纲化石较多，地层意义较大。

二、四射珊瑚的基本特征

四射珊瑚形态有单体和复体之分，单体形态以角锥状或弯锥状为主(图 4－8)。复体珊瑚由许多个体组成，个体之间紧密相连、无空隙的叫块状复体；个体之间保留一定距离的叫丛状复体，它又可分为枝状和笙状两种(图 4－9)。

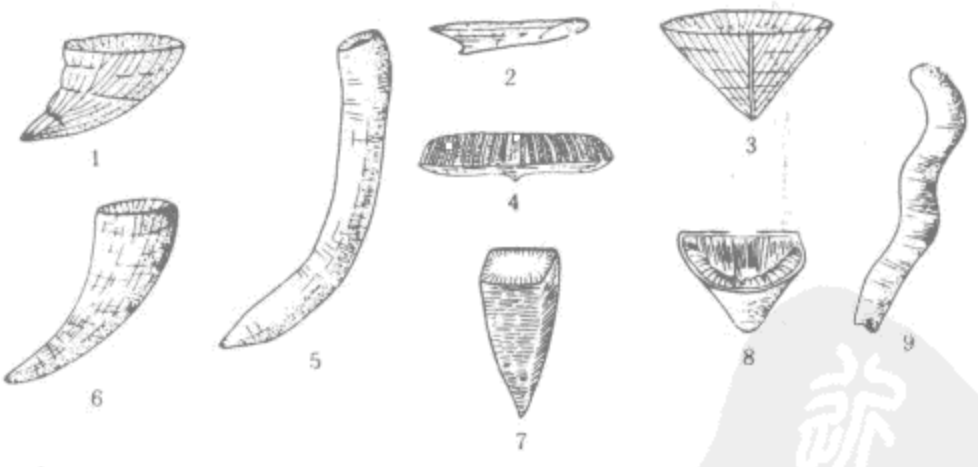


图 4－8 四射珊瑚的单体外形

1. 阔锥状；2. 荷叶状；3. 陀螺状；4. 盘状；5. 圆柱状；6. 狭锥状；7. 方锥状；8. 拖鞋状；9. 曲柱状

四射珊瑚的内部构造可以归纳为 4 个部分。

(1)纵列构造：即珊瑚体内辐射状排列的纵向骨板，称为隔壁。根据其生长顺序和长短有一级、二级、三级隔壁之分[图 4－10(a)]。

(2)横列构造：为横跨腔肠的横板，可分为完整横板和上下交错的不完整横板[图 4－10(b)]。

(3)边缘构造：珊瑚体内边缘呈叠瓦状排列的一系列小板。根据其与隔壁的交切关系分为鳞板和泡沫板，前者位于隔壁之间，不切断隔壁；而泡沫板是切断隔壁的边缘小板(图 4－11)。

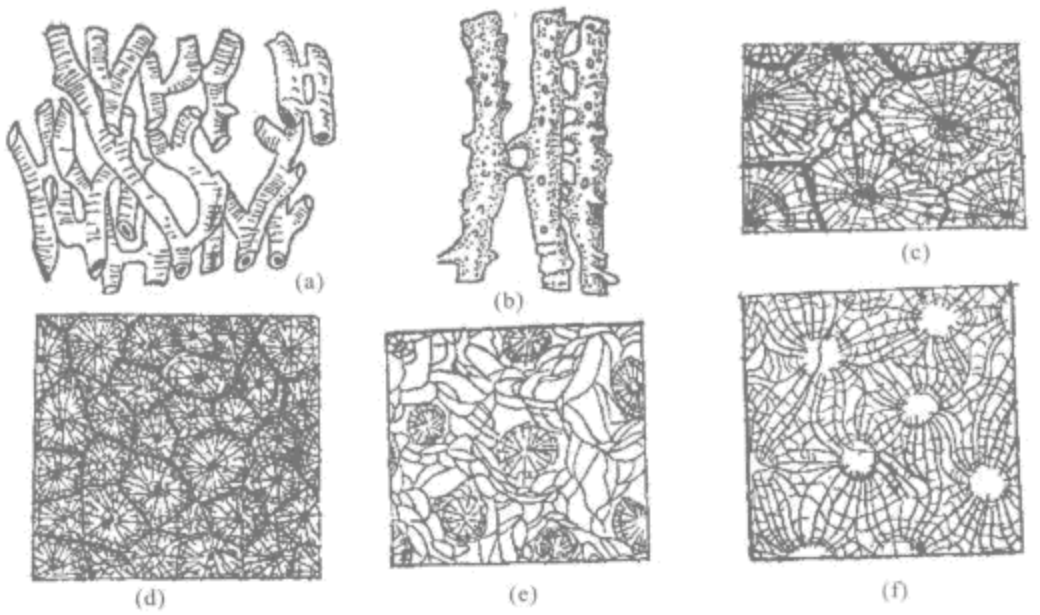


图 4－9　四射珊瑚的复体类型(据俞昌明等，1963)

丛状：(a)枝状，(b)笔状；块状：(c)星射状，(d)多角状，(e)互嵌状，(f)互通状

图 4－10　珊瑚(单带型)的隔壁与横板(据黄建辉，1980)

(a)横切面(示隔壁)：1. 一级隔壁，2. 二级隔壁，3. 三级隔壁；

(b)纵切面(示横板)：4. 完整横板，5. 不完整横板

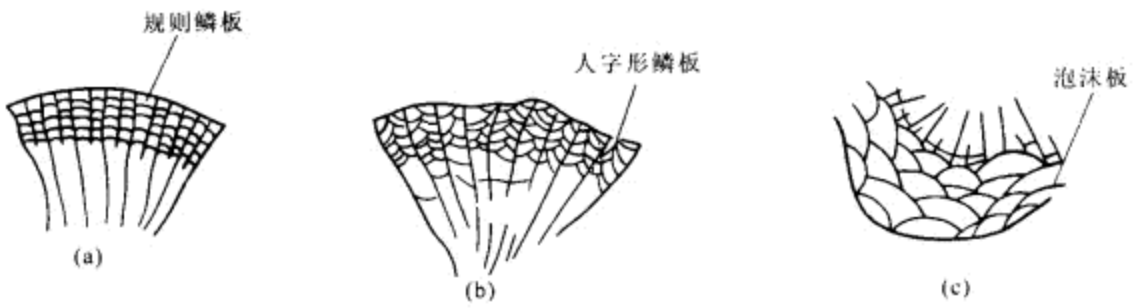


图 4－11　鳞板和泡沫板(据 Hill，1959)

(a)规则鳞板；(b)"人"字形鳞板；(c)边缘泡沫板

(4)轴部构造：包括中轴和中柱，前者是位于珊瑚体中央的一条实心的"灰质柱"，后者是由长隔壁与横板在珊瑚体中央交织成的一种网状构造。轴部构造及相关的结构名称见图 4－12。

根据珊瑚体内所存在的构造类型可将四射珊瑚划分为 4 种构造组合类型，其组合类型及时代分布见表 4－1。

表 4－1　四射珊瑚构造组合类型及时代分布

带　型	构 造 组 合	时 代 分 布
单带型	纵列构造＋横列构造	? O—P(O、S 为主)
双带型	纵列构造＋横列构造＋边缘构造或轴部构造	S　P(以 S、D 为主)
三带型	纵列构造＋横列构造＋边缘构造＋轴部构造	S　D
泡沫型	泡沫板充满整个珊瑚体	C　P

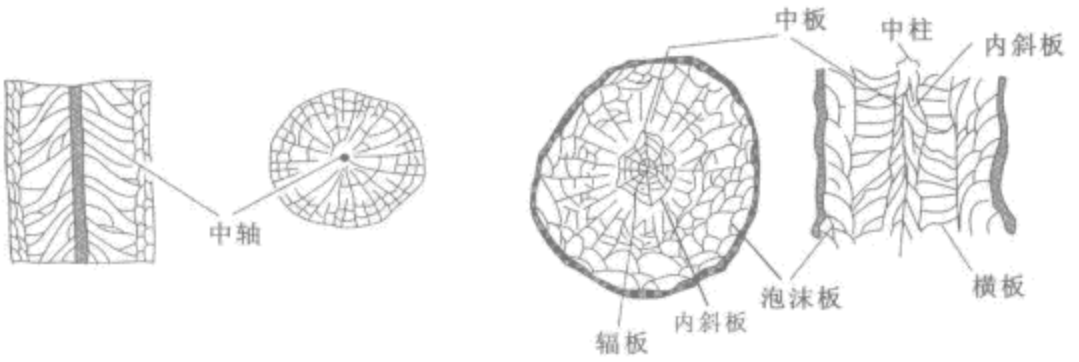


图 4－12 轴部构造(据何心一等,1993)

三、四射珊瑚化石代表

Hexagonaria Gurich, 1896(六方珊瑚) 多角状复体。隔壁常不达中心,二级隔壁长短不定。鳞板规则呈"人"字形。横板常分化为轴部与边板,轴部横板近平或微上凸(图 4－13, 1)。中—晚泥盆世。

Tachylasma Grabau, 1922(速壁珊瑚) 小型阔锥状单体。隔壁作四分羽状排列(见图 4－13,2a),对部发育较快速,因此隔壁数较主部多。二个侧隔壁和二个对侧隔壁在内端特别加厚,形成棍棒状。主隔壁萎缩,主内沟明显。二级隔壁短。横板上凸。无鳞板(图 4－13, 2)。石炭纪—二叠纪。

Kueichouphyllum Yu, 1931(贵州珊瑚) 大型单体,弯锥柱状。一级隔壁数多,长达中心。二级隔壁也较长,鳞板带宽,在横切面上呈半圆形。主内沟清楚,窄长。横板短小,呈泡沫状,向轴部隆起(图 4－13, 3)。早石炭世晚期。

Lithostrotion Fleming, 1828(石柱珊瑚) 复体多角状或丛状,隔壁较长,具明显的中轴。横板呈帐篷状,有的在横板带的边缘部分具水平的小横板。鳞板带一般较宽。鳞板小型(图 4－13, 4)。早石炭世。

Wentzellophyllum Hudson, 1958(似文采尔珊瑚) 复体块状,个体呈多角柱状,具蛛网状中柱。边缘泡沫带宽,泡沫板较小而数目多。横板向中柱倾斜,与鳞板带的界线不明显(图 4－13, 5)。中二叠世。

Cystiphyllum Lonsdale, 1839(泡沫珊瑚) 单体弯锥状或圆柱状,具许多短的隔壁刺,发育于泡沫板上,分布不规则。横板带与泡沫带界线不清楚。横板多向下倾(图 4－13, 6)。志留纪。

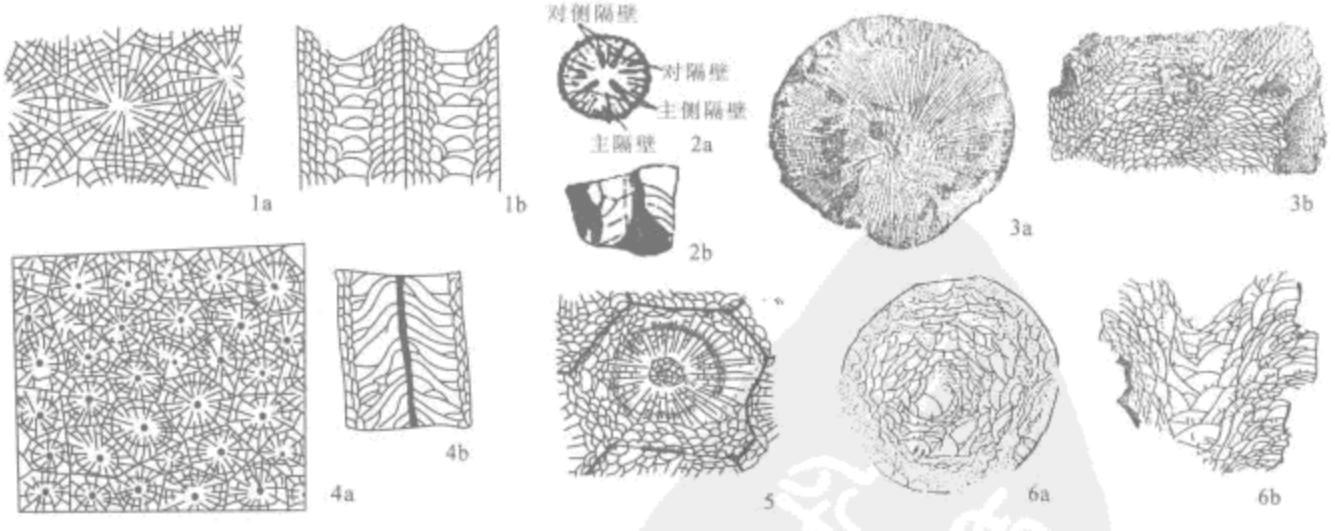


图 4－13 四射珊瑚纲化石代表

1. *Hexagonaria*(六方珊瑚):1a. 横切面, 1b. 纵切面; 2. *Tachylasma*(速壁珊瑚):2a. 横切面, 2b. 纵切面;
3. *Kueichouphyllum*(贵州珊瑚):3a. 横切面,3b. 纵切面;4. *Lithostrotion*(石柱珊瑚):4a. 横切面,4b. 纵切面;
5. *Wentzellophyllum*(似文采尔珊瑚),横切面;6. *Cystiphyllum*(泡沫珊瑚):6a. 横切面, 6b. 纵切面

四、横板珊瑚的基本特征

横板珊瑚全是复体，也分为块状和丛状两类。块状复体的个体横断面多为多角形、半月形，复体外形有球形、半球形和铁饼形等。丛状复体的个体为圆柱状，复体外形有笙状、枝状及链状等。

横板珊瑚隔壁不发育或无隔壁，但横板是最发育的构造。其横板发育完整或不完整，完整的有水平状、下凹状、上拱状，不完整的有交错状、漏斗状及泡沫状（图 4－14）。横板珊瑚另一主要特征是具有沟通个体内腔或使个体相互连接的一种特征构造，称为联接构造（或共骨），可进一步划分为联接孔、联接管和联接板 3 种（图 4－15）。

图 4－14　横板珊瑚的横板类型（均为纵切面）

完整横板：(a)水平状；不完整横板：(b)交错状，具边缘泡沫板，(c)漏斗状，具轴管，(d)泡沫状

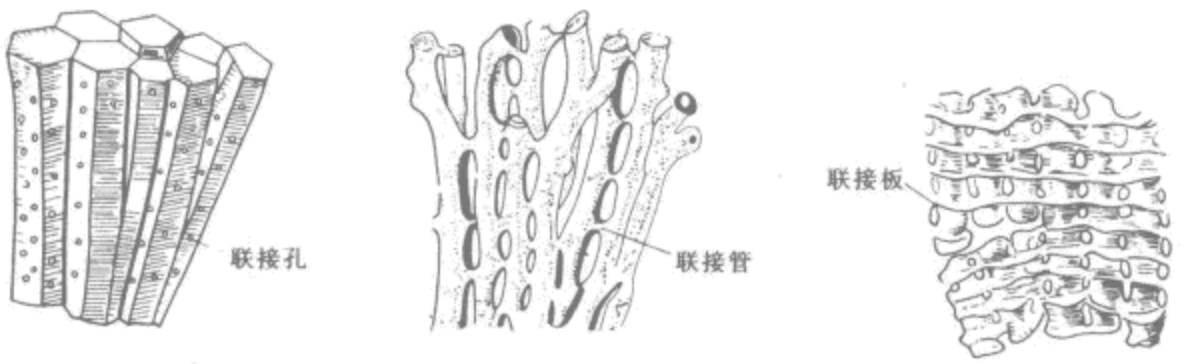


图 4－15　横板珊瑚的联接构造（据何心一等，1993）

五、横板珊瑚化石代表

Favosites Lamarck，1816（蜂巢珊瑚）　各种外形的块状复体。个体多角柱状，体壁薄，常见中间缝。联结孔分布在壁上（壁孔），1～6 列。隔壁呈刺状、瘤状或无（图 4－16，1）。志留纪—中泥盆世。

Hayasakaia Lang，Smith and Thomas，1940（早坂珊瑚）　复体丛状，由棱柱状或部分呈圆柱状个体组成。个体由联结管相联。联结管呈 4 排分布在棱上。横板有完整的、凸的或倾斜的，也有不完整的。边缘有连续或断续的泡沫带（图 4－16，2）。晚石炭世—早二叠世。

图 4－16　横板珊瑚化石代表

1. *Favosites*（蜂巢珊瑚）：1a. 横切面，1b. 纵切面；2. *Hayasakaia*（早坂珊瑚）：2a. 横切面，2b. 纵切面

六、四射珊瑚、横板珊瑚的生态及地史分布

大多数复体珊瑚生存范围较窄，生活于温暖的正常浅海中，水深 20 m 左右、水温 25～30℃最为适合。单体珊瑚和少量复体珊瑚生态范围较广，各种深度和低温环境均可有不同类型的珊瑚生存。造礁珊瑚多为群体珊瑚。在现今赤道南、北纬 30°范围内有大量珊瑚礁分布，且它们主要分布在南、北纬 28°之间的热带及亚热带浅海，尤其在太平洋赤道附近南、北纬 13°之间珊瑚礁更为发育。因此根据造礁珊瑚具有严格的生态环境及其一定的分布规律，可以推断各地史时期的赤道位置，古纬度、古气候的变迁以及为大陆漂移、板块构造学说提供重要的古生物等证据。

横板珊瑚始现于晚寒武世，在晚奥陶世至中二叠世繁盛，晚二叠世大量灭绝，仅少数残存至中生代。四射珊瑚始现于中奥陶世，至二叠纪末全部灭绝。在其发展历程中有 4 个繁盛期，分别是晚奥陶世至中志留世、早　中泥盆世、早石炭世和中二叠世。

第三节　软体动物门双壳纲和头足纲

一、软体动物概述

软体动物是无脊椎动物中种类众多的一个门类，它仅次于节肢动物，属第二大门类。它们分布广泛，生活适应能力强，陆上和海中均有代表，如蜗牛、田螺、河蚌、乌贼等都是人们熟知的软体动物。

各类软体动物虽然形态习性差异较大，但基本特征相似，身体柔软而不分节，一般可大致区分为头、足、内脏团和外套膜 4 部分。头位于身体前端，具口；足具发达的肌肉，常位于头后方身体的腹部，为行动器官，因生活方式的不同而有各种不同的形状；内脏团是各种内部器官所在之处，为动物躯体部分；外套膜包裹着内脏团，常分泌钙质的硬壳。

软体动物的水生者以鳃呼吸，陆生者多以外套膜内面密布的微血管进行呼吸。

根据软体和硬壳形态等特征，软体动物可分为 10 个纲，即单板纲、多板纲、无板纲、掘足纲、喙壳纲、腹足纲、双壳纲、头足纲、竹节石纲和软舌螺纲。限于篇幅，下面只介绍双壳纲和头足纲。

二、双壳纲

1. 概述

双壳类全为水生，两侧对称，具左右两片外套膜分泌的两瓣外壳（图 4－17），如海扇、蚶等，故被命名为双壳纲（Bivalvia）；由两瓣外套膜包围的空腔称外套腔，腔内具瓣状鳃，故有人称之为瓣鳃纲（Lamellibranchiata）。双壳类的足位于身体的前腹方，常似斧形，因此又被称为斧足纲（Pelecypoda）。某些双壳类

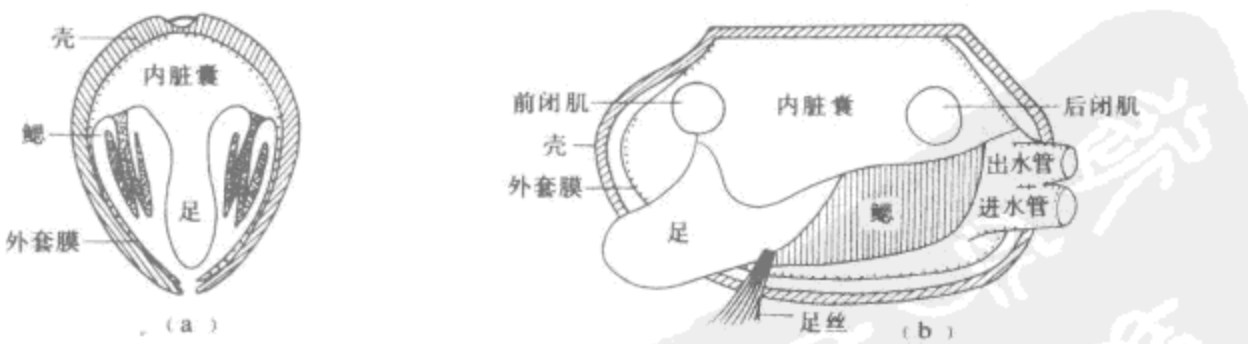


图 4－17　双壳类解剖图（据张玺等，1955）

（a）横剖面；（b）纵剖面

还在足后伸出一簇丝状的足丝，用于附着在外物上，足丝发育的成年个体，其足常退化；双壳背部以铰合构造和韧带相连，壳内以闭肌伸缩司壳体开合；后方以进、出水管司代谢作用。

2. 双壳类基本特征

双壳类一般具有互相对称、大小一致的左右两壳瓣。每瓣壳本身前后一般不对称。常见壳形如图 4－18 所示。

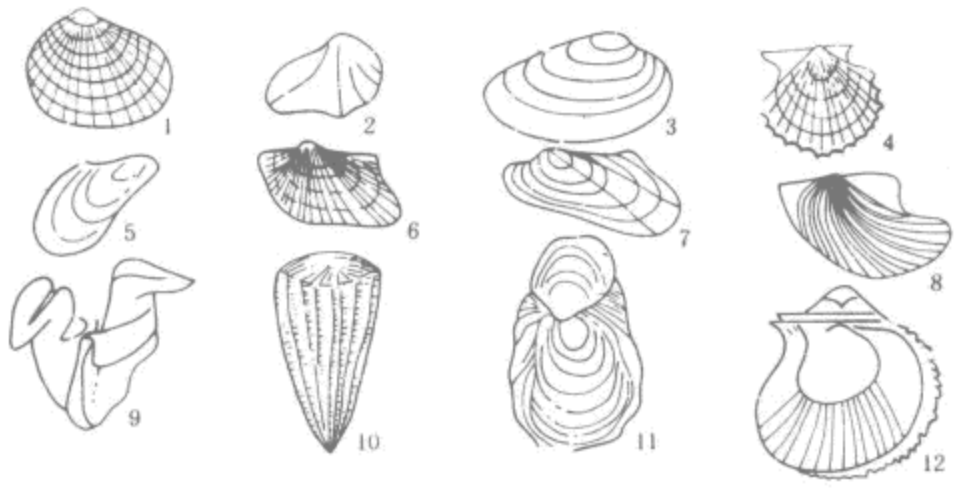


图 4－18　双壳类的壳形

1. 圆形；2. 三角形；3. 卵形；4. 扇形；5. 壳菜蛤形；6. 四边形；7. 偏顶蛤形；8. 斜扇形；9. 不规则式；10. 珊瑚形；11. 左壳掩覆；12. 左凸右平（侧视）

图 4－19 为双壳类基本构造及名称图示。壳体最早形成的壳尖为喙，包括喙在内围绕喙的凸起部分为壳顶。两壳背缘铰合的边缘为铰合线，喙与两瓣铰合线之间的平面或曲面叫基面，系韧带附着区。喙前基面常呈心形，称新月面，喙后基面常呈长矛状，称盾纹面。以足丝附着的表栖种类的壳体，在铰缘下前端和后端具翼状伸出部分，称为前耳和后耳。耳与其余壳面或呈过渡，或以凹槽即耳凹相隔。

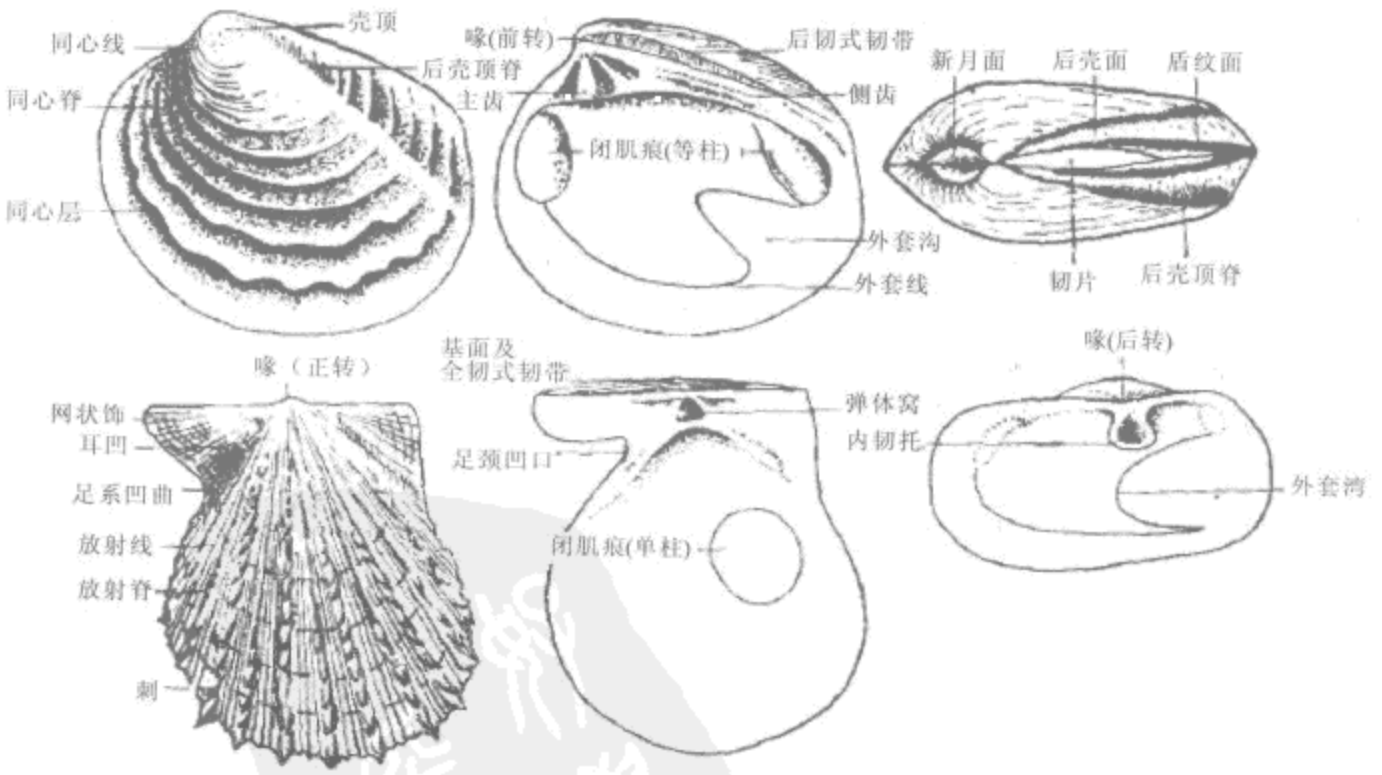


图 4－19　双壳类壳体的基本构造

双壳类壳饰通常分为同心饰和放射饰两类。按其强度及粗细，同心饰有同心纹、同心线、同心脊、同心褶或同心层；放射饰有放射线、放射褶等。有些种类同时具有上述两类壳饰，相交成网状壳饰。此外有的具刺、瘤、节等。

双壳类壳的内面有外套膜前、腹、后的近外缘部分附着于壳内面所留下的痕迹，称外套线，它与腹缘大致平行。具水管的双壳类，当双瓣壳关闭以御敌或阻止泥沙进入时，须将水管拉入壳内，其外套膜附着处向内移动，使外套线在后腹部形成内弯，称为外套湾。壳内面还可见 1 个或 2 个凹痕，为司两壳闭合的闭肌留下的印痕，称闭肌痕。

双壳类铰合构造位于铰缘之下，沿铰缘分布在铰板上，司两瓣壳的铰合，由齿和齿窝组成。每一瓣上齿与齿窝相间，且与另一瓣上间列的齿窝与齿相对应。齿在演化中分异为主齿和侧齿。主齿位于喙下，较粗短，侧齿远离喙，多呈片状，与铰缘近于平行。

双壳类齿的数目、形状及排列方式称为齿系类型(图 4－20)，是双壳纲分类的重要依据。

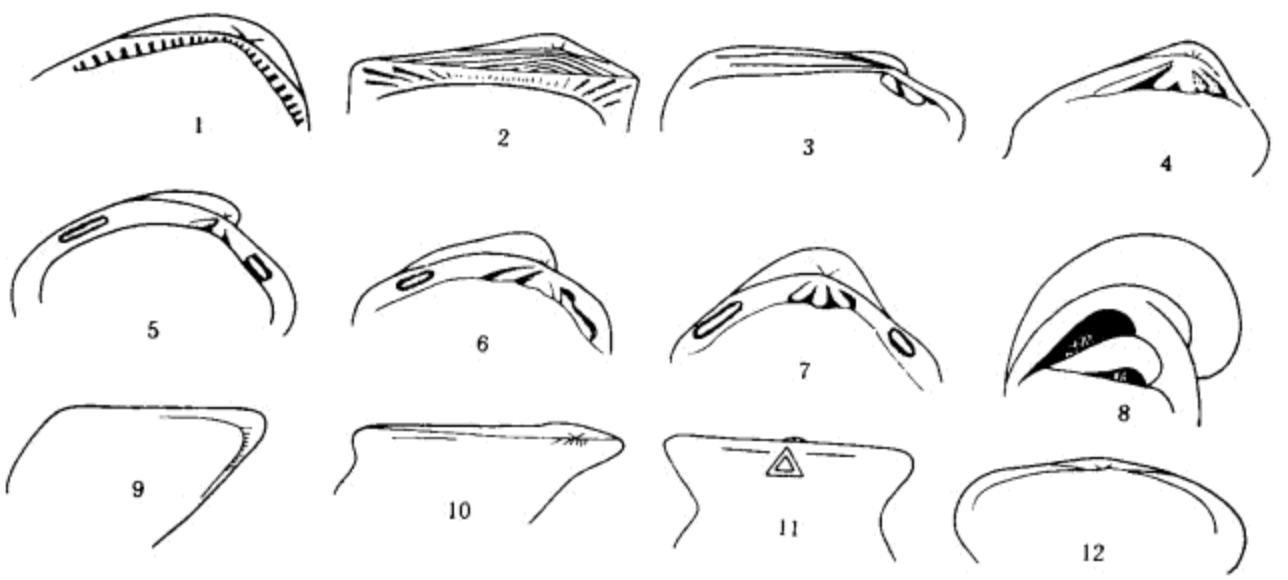


图 4－20　双壳纲的齿系

1. 古柿齿型；2. 新柿齿型；3. 假异齿型；4. 裂齿型；5. 满月蛤齿型异齿；6. 北极蛤齿型异齿；7. 女蜆齿型异齿；8. 厚齿型；9. 原始柿齿型；10. 原始射齿型；11. 弱齿型；12. 贫齿型

3. 壳的定向

壳分前、后、背、腹、左、右。两壳铰合的一方称背方，相对壳开闭的一方为腹方。确定壳的前后可据下列特点：①一般喙指向前方；②壳前后不对称者，一般后部较前部为长；③放射及同心纹饰一般由喙向后方扩散；④新月面在前，盾纹面在后；⑤有耳的种类，后耳常大于前耳；⑥外套湾位于后部；⑦单个闭肌痕时，一般位于中偏后部。两个闭肌痕有大小不同时，前小后大。

当壳的前后确定以后，将壳顶向上，前端指向观察者的前方，左侧壳瓣为左壳，右侧为右壳。

4. 双壳纲化石代表

Palaeonucula Quenstedt，1930(古栗蛤)　壳小，后缘不延伸，前部长，后部短，喙后转。具两列柿齿及喙下弹体窝。无外套湾。壳面具生长线(图 4－21，1)。三叠纪—现代。

Myophoria Bronn，1834(褶翅蛤)　三角形，具后壳顶脊。裂齿型。喙前转，光滑或具较简单的同心饰、放射饰(图 4－21，2)。三叠纪。

Unio Retzius，1788(蛛蚌)　壳卵圆至卵形，较大而厚，内壳层珠母质，有后壳顶脊。表面除生长线外，常见同心状或“W”形的壳顶饰。典型的假主齿型，假主齿较短，其上有纵向小沟脊。两闭肌痕大小相等(图 4－21，3)。晚三叠世—现代，非海相。

Corbicula Merge，1811(蓝蜆)　壳圆卵形，壳顶突出，壳面具生长线。异齿型，侧齿有细沟纹(图 4－21，4)。两闭肌痕相当。白垩纪—现代，非海相。

Eumorphotis Bittner,1900(正海扇)　壳中等至较大,正或微前斜,壳长常大于壳高。不等壳,左壳凸,右壳扁平。两耳发达,后耳较大,耳凹深,沟状,后耳与壳逐渐过渡。铰缘直而长,约与壳长相等。壳面具放射饰(图 4-21, 5)。早三叠世。

Claraia Bittner,1900(克氏蛤)　壳圆,左凸右平,喙位于前方,铰缘直而短于壳长。前耳小或无,后耳较大,但不呈翼状,与壳体逐渐过渡。具同心或(及)放射饰(图 4-21, 6)。早三叠世。

Anadara Gray, 1847(粗饰蚶)　斜四边形,具宽的基面,上有"人"形槽。铰缘直,短于壳长,沿铰缘一排栉齿,两侧者微弯。内腹边腹锯齿状。无外套湾。壳面具粗射脊,其上常有瘤或沟(图 4-21, 7)。白垩纪—现代。

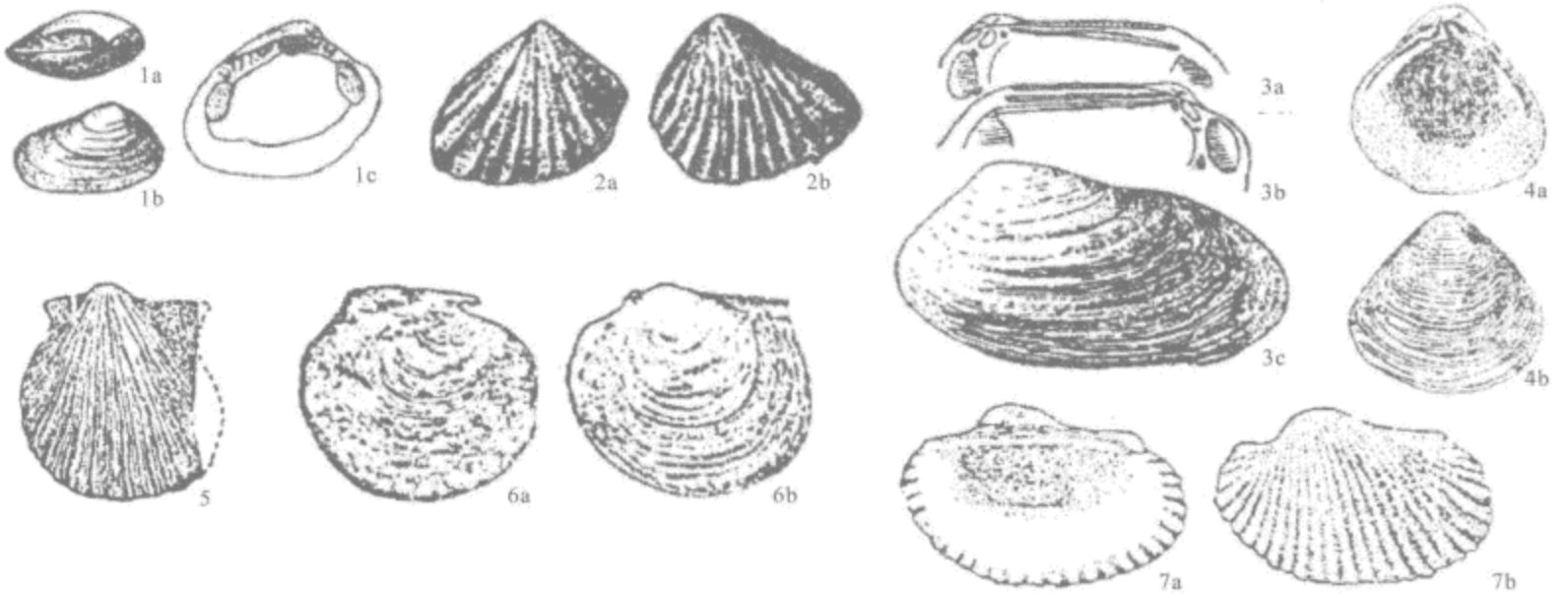


图 4-21　双壳纲化石代表

1. *Palaeonucula*(古栗蛤):1a. 顶视,1b. 侧视,1c. 内视;2. *Myophoria*(褶翅蛤):2a. 右壳,2b. 左壳;3. *Unio*(蛛蚌):3a. 右内视,3b. 左内视,3c. 左侧视;4. *Corbicula*(蓝蛾):4a. 右内视,4b. 右外视;5. *Eumorphotis*(正海扇),左侧视;6. *Claraia*(克氏蛤):6a. 右外视,6b. 左外视;7. *Anadara*(粗饰蚶):7a. 右内视,7b. 左外视

5. 双壳类生态及地史分布

双壳类是水生无脊动物中生活领域最广的门类之一,由赤道至两极,从潮间带至 5800m 深海,由咸化海至淡水湖沼都有分布,但以海生为主。双壳类的生活方式复杂多样,基本生活方式为正常底栖、足丝附着和深埋穴居 3 种。

双壳纲始现于早寒武世。奥陶纪为双壳类主要辐射分化时期,志留纪至泥盆纪进一步分化许多新类别,并出现了淡水类型,至中生代迅速发展,现在达到全盛。

三、头足纲

1. 概述

头足纲(Cephalopoda)是软体动物门中发育最为完善、最高级的一个纲,包括地史时期曾非常繁盛并具有重要意义的鹦鹉螺类、杆石、菊石、箭石和现代的乌贼、章鱼等。头足动物两侧对称,头在前方而显著,头部两侧具发达的眼,中央有口。腕的一部分环列于口的周围,用于捕食,另一部分则靠近头部的腹侧,构成排水漏斗,是独有的运动器官。头足类的神经系统、循环系统和感觉器官等都较其他软体动物发达。鳃四个或两个,二鳃类壳体被外套膜包裹而成内壳或无壳,如乌贼、章鱼。四鳃者具外壳,故称外壳类,化石多。

2. 外壳类基本特征

(1)壳形

外壳类壳形多种多样(图 4-22),其中平旋壳每旋转一周称为一旋环,最后旋成的环为外旋环,外

旋环以内的所有旋环为内旋环。据旋卷程度，可以划分为四种：外旋环与内旋环接触或仅包围其一小部分称外卷，外旋环完全包围内旋环或仅露出极少部分的为内卷，介于这两者之间的则为半外卷和半内卷。

(2)定向

在直壳或弯壳中，壳的尖端为后方，壳的开口方为前方；与体管(贯穿全壳的一条灰质圆管)靠近的一侧为腹方，另一方则称背方。在平旋壳中，壳口为前方，壳体最初形成的原壳为后方；旋环外侧为腹方，内侧为背方(图 4－23)。

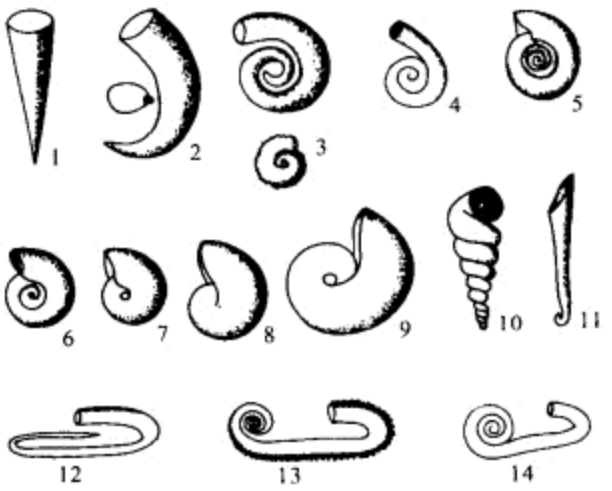


图 4－22 外壳类的外壳形状

1. 直形；2. 弯形；3. 环形；4. 半旋形；5～9. 旋卷形(5. 外卷，6. 半外卷，7. 半内卷；8～9. 内卷)；10. 锥旋形；11～14. 松旋形

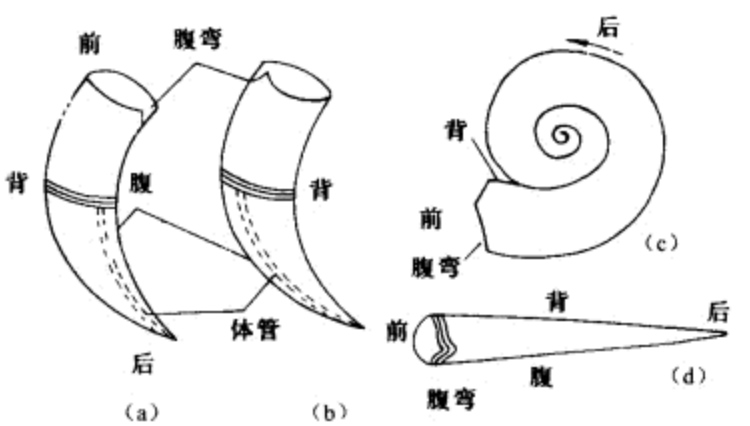


图 4－23 外壳类型的习惯定向(据 Teichert，1964)

(a)内腹式壳；(b)外腹式壳；(c)旋卷壳；(d)直壳

(3)壳饰

外壳类壳面光滑或具装饰。在壳的生长过程中形成平行壳口边缘的纹、线称为生长纹、生长线。与壳体旋卷方向平行的纹、线叫纵旋纹、纵旋线。与壳体旋卷方向相垂直的肋叫横肋。有时横向与纵向线相交成网状纹饰。不少类别还具有壳刺和瘤状突起。

(4)壳的基本构造

壳体最初形成的部分为原壳。壳壁内横向的板称为隔壁，隔壁把壳体分为许多房室，最前方具壳口的房室最大，为软体居住之所，叫住室，其余各室充以气体，叫气室，所有气室总称闭锥。住室前端软体伸出壳外之口称壳口。平旋壳体的两侧中央下凹部分称为脐，脐内四周壳面叫脐壁，内、外两旋环之交线称脐接线(图 4－24)。

软体后端有一肉质索状管(体管索)，自住室穿过各气室而达原壳，因此隔壁上都具有被体管索所经过的隔壁孔。沿隔壁孔的周围延伸出的领状小管称为隔壁颈，隔壁颈之间或其内侧常有环状小管相连，这种环状物称为连接环。由隔壁颈和连接环组成一条贯通原壳到住室的灰质管道，称为体管。体管形状一般为细长的圆柱形或串珠状。根据隔壁颈的长短、弯曲程度和连接环形状，体管可分为 5 种类型(图 4－25)。

头足类隔壁边缘与壳壁内面接触的线叫缝合线。一般情况下，只有外壳表皮被剥去以后才露出缝合线。隔壁不褶皱的类别，其缝合线平直，反之缝合线显著地弯曲。平旋壳的缝合线可以分为内、外两部分：自腹中央经两侧到脐接线的部分为外缝合线；自脐接线经过背部到另一面的脐接线称为内缝合线。缝合线向前弯曲的部分称为鞍，向后弯曲的部分称叶。根据隔壁褶皱的程度，头足类的缝合线可归纳为 5 种类型(图 4－26)。

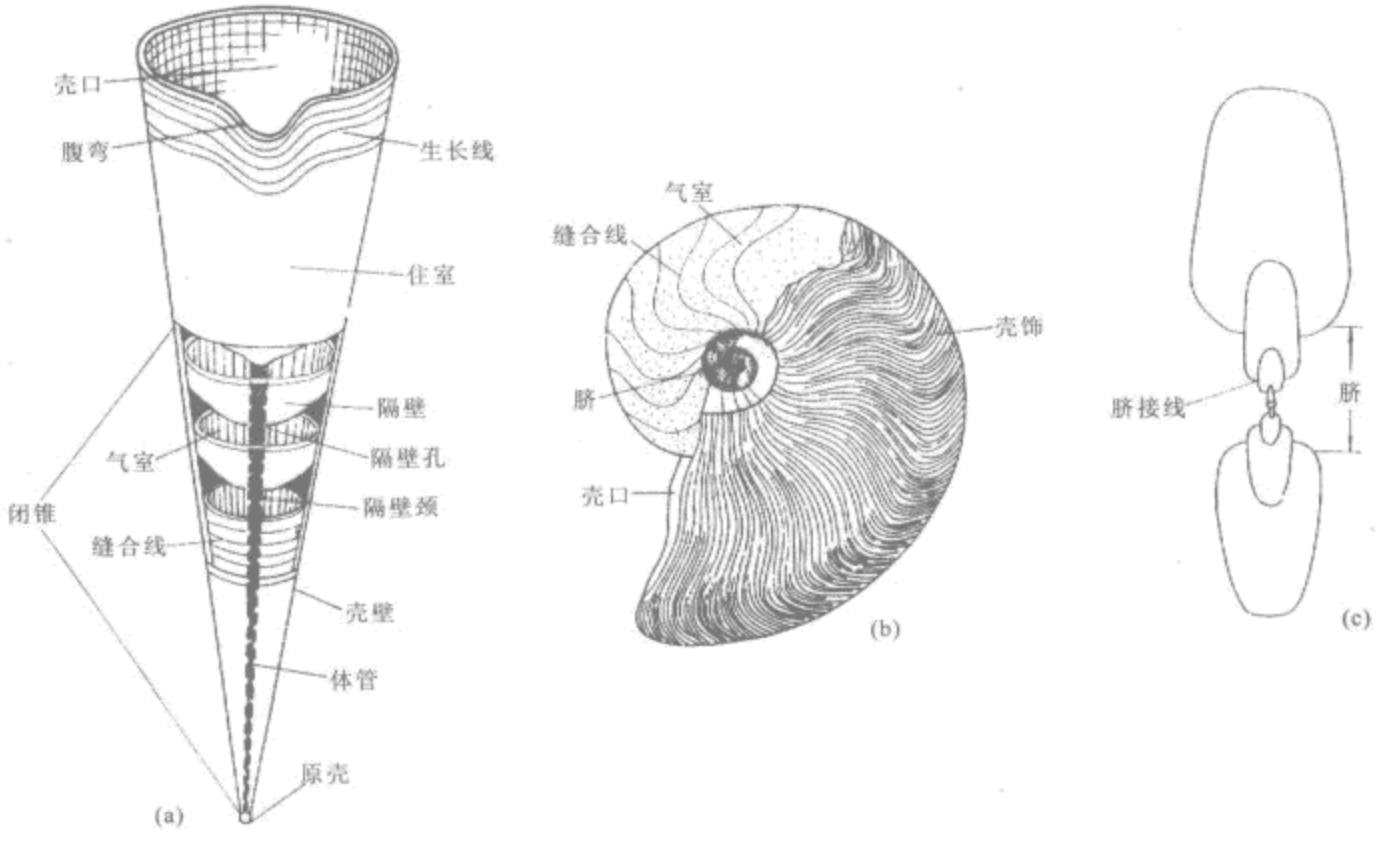


图 4－24　外壳类壳的基本构造(据何心一等,1993 综合)

(a)直角石壳的构造(部分为纵切面示意图);(b)平旋壳构造(部分壳壁被剥离);(c)平旋壳脐部构造(横切面)

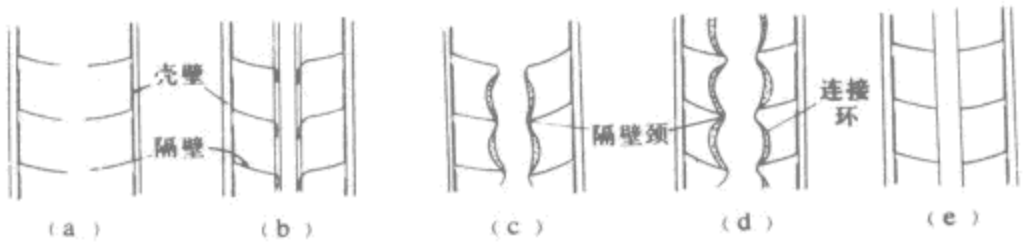


图 4－25　鹦鹉螺类体管类型(据 Teichert, 1964)

(a)无颈式;(b)直短颈式;(c)亚直短颈式;(d)弯短颈式;(e)全颈式

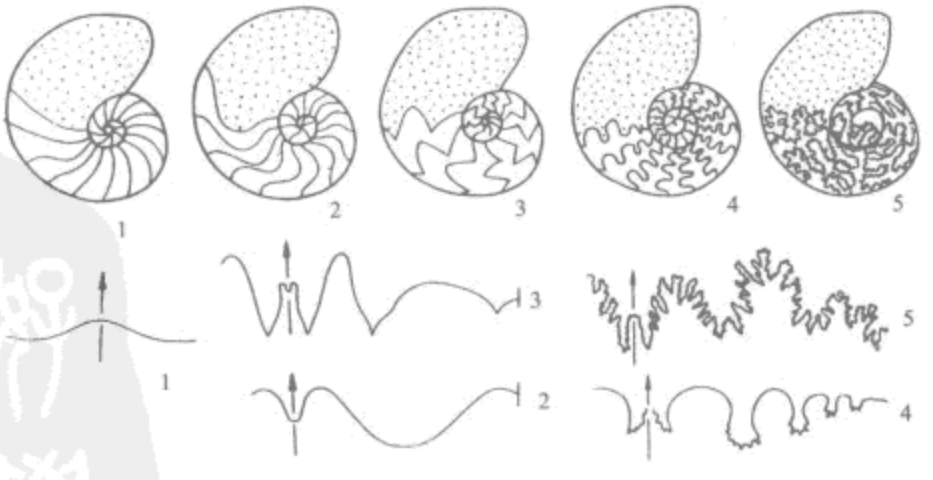


图 4－26　头足类缝合线的类型

1. 鹦鹉螺型;2. 无棱菊石型;3. 棱菊石型;4. 齿菊石型;5. 菊石型

3. 外壳类化石代表

Sinoceras Shimizu and Obata(emend. Yu, 1951)(中国角石) 壳直锥形,壳面有显著的波状横纹。体管细小,位于中央或微偏,隔壁颈较长,约为气室深度之半(图 4-27, 1)。中奥陶世。

Armenoceras Foerste, 1924(阿门角石) 壳直,横切面卵形,隔壁较密。隔壁颈极短而外弯,常与隔壁接触或成小的锐角。体管大,呈扁串珠形,体管内有时可见次生堆积物(图 4-27, 3)。中奥陶世—晚志留世。

Manticoceras Hyatt, 1884(尖棱菊石) 壳半外卷到内卷,呈扁饼状。腹部由穹圆形到尖棱状。壳面饰有弓形的生长线纹,缝合线由一个三分的腹叶、一对侧叶、一对内侧叶及一个"V"形的背叶组成(图 4-27, 4)。晚泥盆世。

Pseudotirolites Sun,1937(假提罗菊石) 壳外卷,盘状。腹部呈屋脊状或穹形,具明显的腹中棱。内部旋环侧面饰有小瘤,外部旋环侧面发育"丁"字形肋或横肋,具腹侧瘤。齿菊石型缝合线,每侧具有两个齿状的侧叶,腹叶二分不呈齿状(图 4-27, 5)。晚二叠世。

Ceratites Haan,1825(齿菊石) 壳外卷至半外卷,厚盘状。腹平或呈浑圆形。旋环横断面近方形,壳面饰有粗横肋,在腹侧常结为瘤状。典型的齿菊石型缝合线,腹叶宽浅,侧叶带小齿,鞍部圆(图 4-27, 6)。中三叠世。

Protrachyceras Mojsisovics, 1893(前粗菊石) 壳半外卷至半内卷,呈扁饼状。腹部具腹沟,沟旁各有一排瘤。壳表具有许多横肋,每一肋上附有排列规则的瘤,横肋常分叉或插入。缝合线为亚菊石式,鞍部发生微弱的褶皱(图 4-27, 2)。中—晚三叠世。

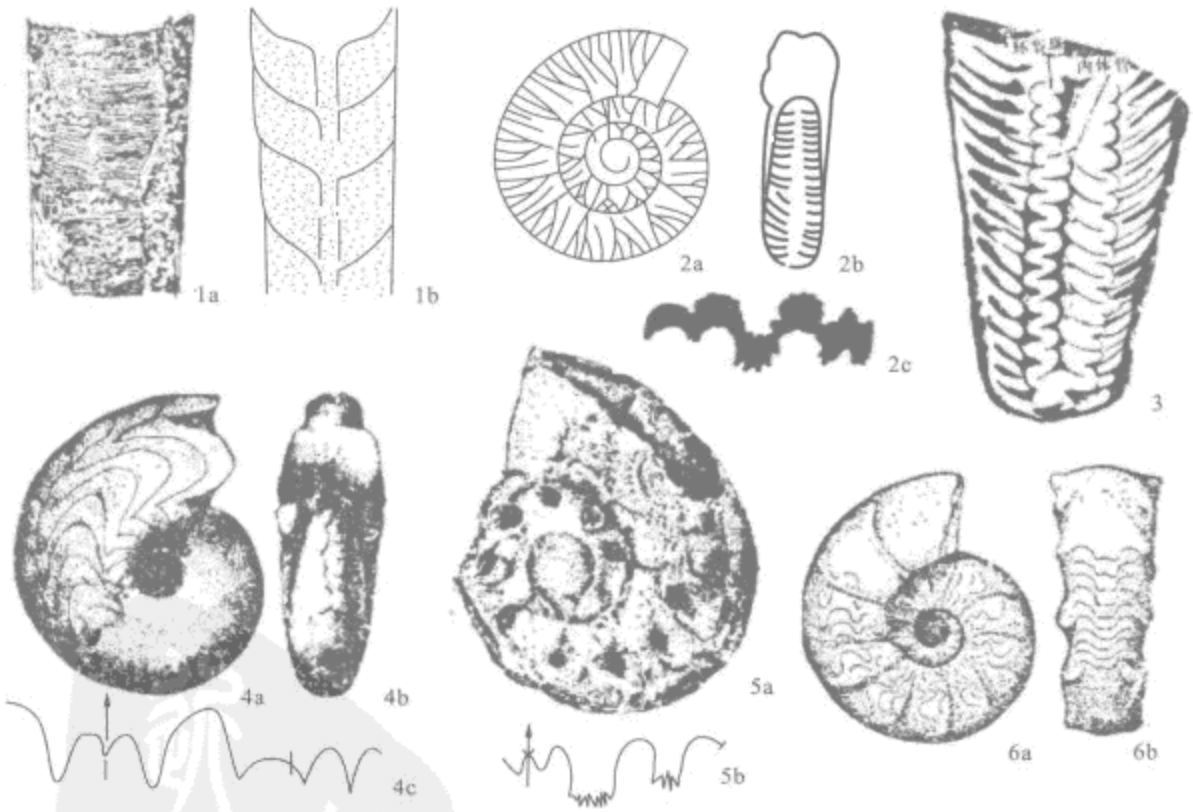


图 4-27 头足纲外壳类化石代表

1. *Sinoceras*(中国角石):1a. 侧视,1b. 纵切面;2. *Protrachyceras*(前粗菊石):2a. 侧视,2b. 前视,2c. 缝合线;3. *Armenoceras*(阿门角石),纵切面;4. *Manticoceras*(尖棱菊石):4a. 侧视,4b. 前视,4c. 缝合线;5. *Pseudotirolites*(假提罗菊石):5a. 侧视,5b. 缝合线;6. *Ceratites*(齿菊石):6a. 侧视,6b. 腹视

4. 头足纲生态及地史分布

现代头足动物都是海生的,化石头足类都保存在有多种其他海生生物化石的地层内,因而可以认为地史时期头足类也是海生的。现代外壳类头足动物只有一属,即鹦鹉螺(*Nautilus*),生活于浅海区,也可达

较深的海区，营游泳及底栖爬行生活。化石外壳类都具气室，壳壁较薄，壳面的脊和瘤内部也是空的，因此推测外壳头足类都具有一定的游泳能力，但因壳形不同，游泳能力有所差别。

头足类始现于晚寒武世，延至现代，早古生代全为鹦鹉螺类，晚古生代至中生代菊石较繁盛，尤其是中生代，称为菊石的时代，新生代以内壳类繁盛为特征。

第四节　节肢动物门三叶虫纲

一、节肢动物概述

节肢动物门(Arthropoda)是动物界最庞大的一门，占现生动物的85%，包括人们熟知的虾、蜘蛛、蚊子、苍蝇等。节肢动物对环境适应性很强，几乎遍布地球所有生态领域，部分寄生于动、植物体内外。节肢动物的体节已愈合成头、胸、腹或头、胸、尾3部分，每一体节通常具一对附肢，附肢又分成若干关节相连的分节，故名"节肢动物"。

三叶虫纲(Trilobita)是节肢动物门中已灭绝的一个纲，也是节肢动物门中化石最多的一类。三叶虫身体扁平，披以坚固的背甲，腹侧为柔软的腹膜和附肢。背甲为两条背沟纵向分为一个轴叶和两个肋叶，三叶虫因此得名。

二、三叶虫背甲构造

背甲成分以碳酸钙和磷酸钙为主，质地较硬。形态呈长卵形或圆形，通常长3～10 cm，最小不及5 mm，最大可达70 cm。从结构上可分为头甲、胸甲和尾甲(图4-28)。

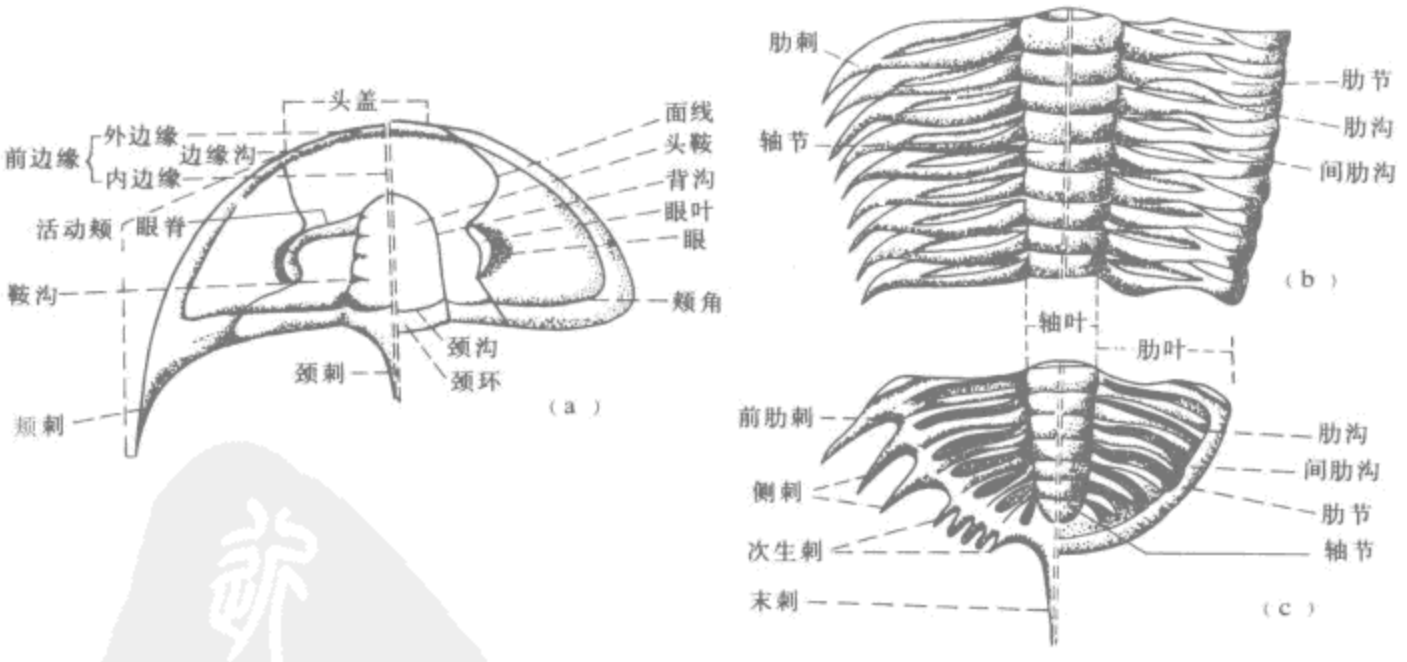


图4-28　三叶虫背甲构造模式图

(a)头甲；(b)胸甲；(c)尾甲

1. 头甲

头甲多呈半椭圆形，中间有隆起的头鞍和颈环，其余称颊部。头鞍形状一般为锥形、柱形或梨形，后端有颈沟与颈环分开。头鞍常具几对横向或倾斜的浅沟，称为鞍沟，是体节愈合的痕迹。头鞍之前的颊部称为前边缘，常被前边缘沟分为外边缘与内边缘。头甲侧缘与后缘之间的夹角称为颊角，它可向后伸长成颊刺。大部分三叶虫的头甲背面被一对面线(缝隙)所切穿，因此推测三叶虫蜕壳时，虫体沿裂开的面线蜕出。面线将颊部分为固定颊与活动颊，固定颊与头鞍紧密相连，常一起保存，称为头盖。活动颊系面线外

部的颊面，常分散脱离，单独保存为化石。在面线中部，固定颊外缘有一对半圆形突起称为眼叶，对眼起支持作用，其形状、大小及距头鞍的相对位置，在分类上十分重要。眼叶前端可具一条凸起脊线与头鞍前侧角相连，称眼脊。面线中段从眼与眼叶之间穿过，位于眼叶前端的部分称为面线前支，后端的部分称为面线后支[图 4－28(a)]。

根据面线后支延伸方向，可将三叶虫面线分为 4 种类型，见图 4－29。

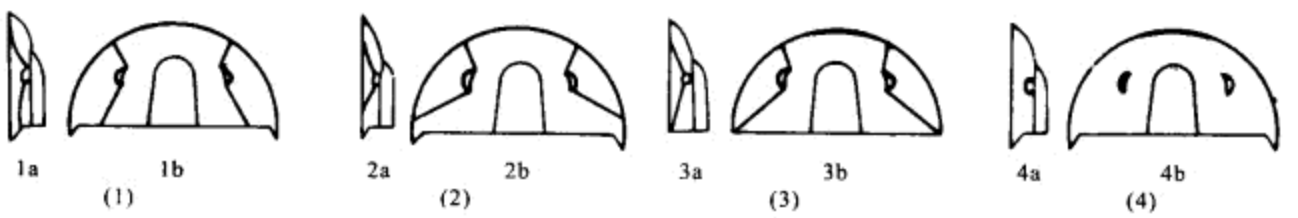


图 4－29　三叶虫面线类型(据何心一等，1987)

(1)后颊类面线；(2)前颊类面线；(3)角颊类面线；(4)边缘式面线

a. 侧视图；b. 正视图

2. 胸甲

由若干形状相似、相互衔接并可活动的胸节组成。胸节数目最少 2 节，最多 40 节。每一胸节上都有一对背沟，分胸节为中央的轴节和两侧的肋节。各肋节之间为间肋沟所分隔，每个肋节上有肋沟。肋节末端钝圆，或延长成刺[图 4－28(b)]。

3. 尾甲

多呈半圆形或近三角形，由若干体节愈合而成，少则 1 节，多可达 30 节。尾甲肋节有时部分愈合，因而其数较轴节少。肋沟较间肋沟深而宽。尾甲的边缘宽度因属而异，有时具有各种尾刺[图 4－28(c)]。

三、三叶虫化石代表

Redlichia Cossman，1902(莱德利基虫)　头鞍长，锥形，具 2～3 对鞍沟；眼叶长，新月形，靠近头鞍；内边缘极窄。面线前支与中轴线成 50°～90°夹角，眼前颜线(在眼前翼上，从眼脊向前边缘沟发出的一条纤细的脊线)延伸方向与面线前支相近。尾板极小(图 4－30，1)。早寒武世。

Dorypyge Dames，1883(叉尾虫)　头鞍大，强烈上凸呈卵形或两侧具一对前坑；无内边缘，外边缘极窄；具颈刺；固定颊窄。尾轴高凸，两侧近平行，后端圆滑；肋部肋沟显著，间肋沟微弱；边缘不甚清楚，6 对尾刺，其中第 5 对最长，第 6 对最短。壳面具小瘤点(图 4－30，2)。中寒武世。

Coronocephalus Grabau，1924(王冠虫)　头鞍前宽后窄、成棒状，后部狭窄部分被 3 条深而宽的横沟分隔；前颊类面线，活动颊边缘上有 9 个齿状瘤；头甲壳面具粗瘤。尾甲长三角形，轴部分为 35～45 节；肋部分节数较少，由 14～15 个简单的无沟的肋节组成(图 4－30，3)。中志留世。

Dalmanitina Reed，1906(小达尔曼虫)　头鞍向前扩大，具 3 对鞍沟，后一对内端分叉；前边缘不发育；眼大、靠近头鞍；前颊类面线；具颊刺。尾甲分节多；后端具一末刺(图 4－30，4)。中奥陶世至早志留世。

Damesella Walcott，1905(德氏虫)　头甲横宽，头鞍长，向前收缩，鞍沟短；无内边缘，外边缘宽，略上凸；眼叶中等大小，固定颊窄。尾轴逐渐向后收缩，末端浑圆；肋沟较间肋沟宽而深；边缘窄而不显著，具长短不同的尾刺 6～7 对。壳面具瘤点(图 4－30，5)。中寒武世晚期。

Shantungaspis Chang，1957(山东盾壳虫)　头盖横宽，头鞍向前略收缩，具 3 对鞍沟；具颈刺；内边缘宽，边缘沟深、宽；外边缘窄而凸，中部宽，向两侧变狭。眼叶中等大小，以平伸的眼脊与头鞍前侧相连，因而眼前翼和内边缘宽度一致(图 4－30，6)。早寒武世晚期。

Bailiella Matthew，1885(毕雷氏虫)　头鞍锥形，前端浑圆；内边缘宽；无眼，但有时可见微弱的眼脊。固定颊极宽，活动颊极窄。尾小，横宽，分节清楚；尾缘显著(图 4－30，7)。中寒武世。

Drepanura Oezdikmen，2006（蝙蝠虫）　头盖梯形，头鞍后部宽大，前部较窄，前端截切；前边缘极窄。眼叶小，位于头鞍相对位置的前部，并十分靠近头鞍；后侧翼成宽大的三角形。尾轴窄而短，末端变尖，尾部具一对强大的前肋刺，其间为锯齿状的次生刺（图 4－30，8）。晚寒武世早期。

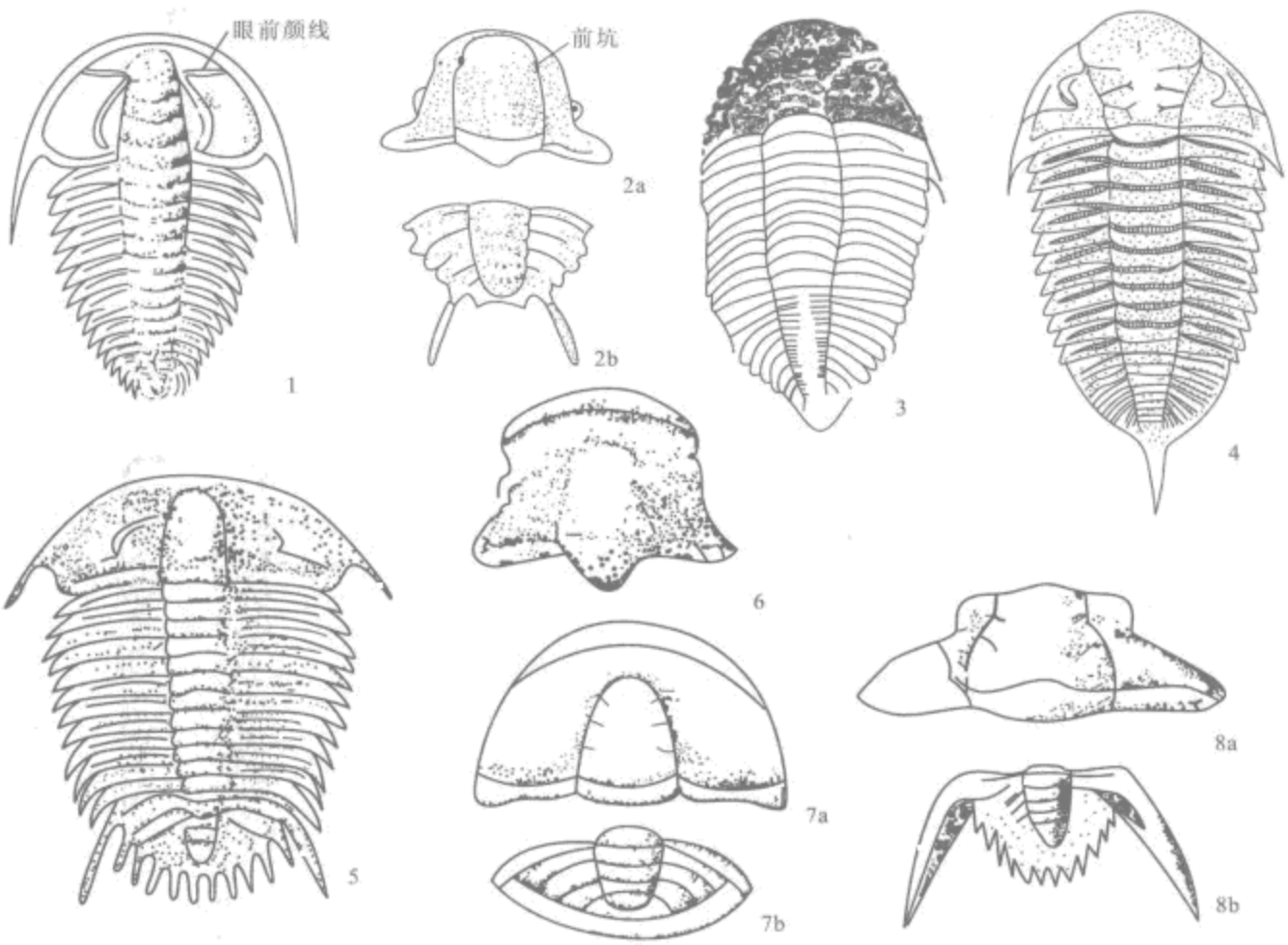


图 4－30　三叶虫化石代表

1. *Redlichia*（莱德利基虫），背甲；2. *Dorypyge*（叉尾虫）：2a. 头盖，2b. 尾甲；3. *Coronocephalus*（王冠虫），背甲；4. *Dalmanitina*（小达尔曼虫），背甲；5. *Damesella*（德氏虫），背甲；6. *Shantungaspis*（山东盾壳虫），头盖；7. *Bailiella*（毕雷氏虫）：7a. 头甲，7b. 尾甲；8. *Drepanura*（蝙蝠虫）：8a. 头盖，8b. 尾甲

四、三叶虫的生态及地史分布

三叶虫全为海生，大部分三叶虫为浅海底栖爬行或半游泳生活，另一些可在远洋中游泳或漂游。底栖三叶虫身体扁平，有的三叶虫可钻入泥沙生活，其头部结构坚硬，前缘形似扁铲，便于挖掘。有的头甲愈合，肋刺发育，尾小，具尖末刺，用以在泥沙中推进。另外，适于在松软或淤泥海底爬行生活的类型，其肋刺和尾刺均很发育，使身体不易陷入泥中。营漂浮生活的类型，往往身体长满纤细的长刺。

三叶虫始现于早寒武世，寒武纪最为繁盛，地层意义最大。奥陶纪仍较繁盛，但由于头足类和笔石兴起，三叶虫在海洋中不再是居统治地位的生物。志留纪至二叠纪，三叶虫急剧衰退，只留下少数类别，至二叠纪末灭绝。

第五节　腕足动物门

一、概述

腕足动物门（Brachiopoda）是海生底栖、单体群居、具真体腔、不分节而两侧对称的无脊椎动物。体外

披着两瓣大小不等的壳，壳质主要为钙质或几丁磷灰质。腕足动物是滤食性生物，其摄食器官是纤毛腕(图 4－31)。

腕足动物现存约有 100 属 300 余种，但在地史时期曾相当繁盛，据统计，已描述的有近 3500 属，种数估计超过 33 000 种。腕足动物化石在确定地质时代方面有重要意义。

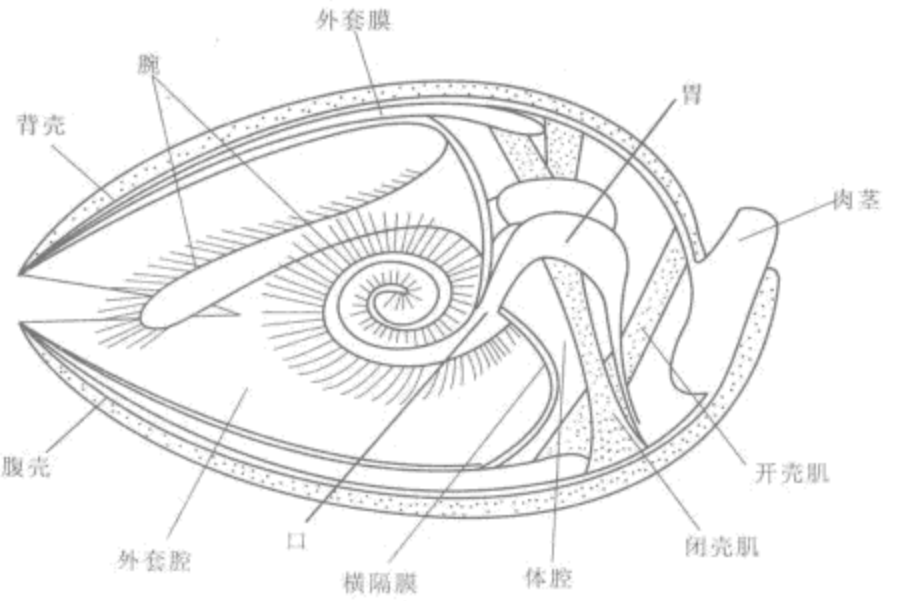


图 4－31　腕足动物形态构造(纵向剖视)(Storer，1965)

二、腕足动物壳体的基本特征

1. 壳体外形及定向

(1)壳体定向及度量

壳体是由大小不等的两瓣壳组成，一般肉茎孔所在的壳较大，为腹壳，另一较小的称背壳。最早分泌的硬体部分成鸟喙状称壳喙。壳喙的一方为后方，喙旁边缘称后缘；相对的一方为前方，其边缘称前缘(图 4－32)。

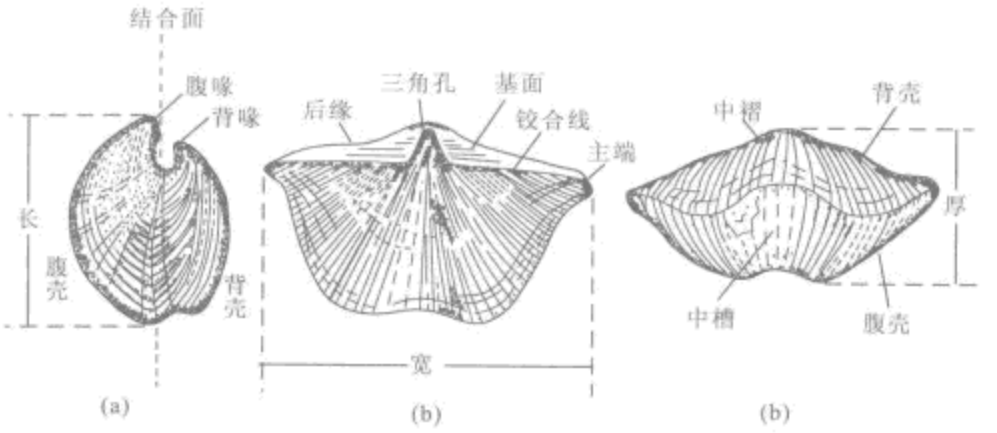


图 4－32　腕足动物的定向和硬体外部构造

Cyrtospirifer(弓石燕)：(a)侧视；(b)背视；(c)前视，约×1

(2)壳的外形

腕足动物壳体的形态主要通过正视和侧视来观察描述。

①正视：从背壳或腹壳方向观察壳体轮廓(背视或腹视)：常见的有圆形、长卵形、横椭圆形、三角形、五角形、方形等。

②侧视：从侧缘方向观察壳体凸度，依据两壳凸凹程度，一般可分为双凸、平凸、凹凸、凸凹和双曲 5 种(图 4－33)。两壳都凸为双凸；幼年期背壳凹而腹壳凸，成年期在壳体前部变为背壳凸而腹壳凹，称双曲。其他侧视术语，前一字指背壳，后一字指腹壳。

图 4－33　腕足类壳体侧视形态

③前视：壳体前接合缘有多种变化。前接合缘近直线的称直缘型。但许多腕足类壳体上有中槽和中褶[图 4－32(c)]，沿壳面中央至前缘的褶隆称为中隆或中褶，凹槽称中槽。前接合缘向背方拱起，称单褶型；反之，前缘向背方凹陷者为单槽型。

2. 壳体基本构造

①壳体后部构造：腕足动物腹壳和背壳后端均具壳喙，一般腹喙较明显，或尖耸或弯曲。壳后缘两壳铰合处叫铰合线，或长或短，或直或曲。铰合线两端为主端，或圆或方，或尖伸作翼状。喙向两侧伸至主端的壳面称壳肩，壳肩与铰合线包围的三角形壳面叫基面，腹壳和背壳都有基面，但通常腹基面较发育。腹喙下基面上常有的圆形或椭圆形孔为茎孔，为软体肉茎伸出之处，茎孔有时位于腹喙上。有些腕足动物由于肉茎在成年期退化而无茎孔。基面中央呈三角形的孔洞称三角孔，在背壳的称背三角孔。三角孔有时部分(留出茎孔)或全部被覆盖，覆盖物有两种，单个三角形板叫三角板，两块胶合或分离的板叫三角双板。

②壳体内部构造：腕足动物的铰合构造由铰齿与铰窝组成，与双壳类不同的是腕足动物铰合构造的铰齿均在腹壳，而铰窝则在背壳。铰齿位于腹壳三角孔前侧角，其下常有一对向腹方壳底伸展的齿板支持；齿板有时相向延展联合成一个匙状物，称为匙形台或匙板。匙形台悬空，或以一个中板固着于腹壳内部。与齿板相对应，在背瓣铰窝下也有支持的铰窝支板。

腕足动物纤毛腕的支持构造是腕骨，生于背瓣铰窝前侧，可分为 4 种：①腕基，位于背三角孔的两个前侧角的突起，其末端为纤毛环的附着处，其下方可有腕基支板；②腕棒，自腕基向前伸出的短棒状构造，其末端附着纤毛环；③腕环，腕棒进一步延伸形成的环节状构造；④腕螺，腕棒向前作螺旋状延伸。

③壳饰：除一部分腕足动物壳面光滑无饰外，大多具同心状或放射状壳饰。根据壳饰粗细，同心饰可分为同心纹、同心线、同心层和成波状起伏的同心皱；放射状饰有放射纹、放射线和放射褶。有时同心饰与放射饰交会成网格状。有些腕足动物也可有刺、瘤等壳饰。

三、腕足类化石代表

Lingula Brugeere, 1872(舌形贝)　几丁磷灰质壳，壳薄，呈长卵形或舌形，后缘钝尖，两瓣几乎相等，腹瓣稍大，前缘略平直，其中部常略向前突出；无铰齿和齿窝；腹瓣具茎沟(腹壳假铰合面下的一个三角形凹沟)(图 4－34，1)。奥陶纪—现代。

Sinorthis Wang, 1955(中华正形贝)　壳小，方圆形。铰合线直，略短于壳宽，主端钝方。平凸型，基面较高，三角孔洞开。背壳具宽而浅的中槽。壳面具放射线。腹壳铰齿粗大，齿板低直。背铰合面窄，具腕基(图 4－34，4)。早奥陶世。

Yangtzeella Kelarova, 1925(扬子贝)　壳呈横方形。铰合线直，宽，双凸，背壳凸度较强。壳内主突起发育，基部粗强，腹中槽、背中隆显著。壳面光滑。腹基面高于背基面，三角孔洞开，腹瓣内具匙形台，背瓣内有一对高强的支板(图 4－34，5)。早奥陶世。

Dictyoclostus Muir－Wood, 1930(网格长身贝)　壳大，呈圆方形，凹凸，腹瓣高凸，背瓣浅凹，前方急剧膝折，形成深凹的体腔。铰合线直长，主端纯方，形成耳翼。壳面放射线密布，后部有同心皱，两者相交成网格状。腹瓣有稀疏的壳刺(图 4－34，2)。早石炭世—二叠纪。

Gigantoproductus Prentice, 1950(大长身贝)　壳巨大，呈近圆形，腹瓣高凸，背瓣深凹。铰合线直长，耳翼大。壳面具放射线，有时具不规则的放射褶，后部具同心皱。腹瓣有少量壳刺(图 4－34，3)。早石炭世。

Yunnanellina Grabau, 1931(小云南贝)　壳三角形，双凸，腹中槽、背中隆显著，向前延伸，中槽浅阔。壳面具圆形放射线，分叉或插入式增加。齿板发育，背壳中板短小(图 4－34，6)。晚泥盆世。

Cyrtospirifer Nalivkin, 1918(弓石燕)　壳中等，双凸，呈横长方形，铰合线等于或稍大于壳宽，基面较高，斜倾型。中槽、中褶纵贯全壳。全壳覆有放射线，槽内壳线常分叉。齿板发育(图 4－32)。晚泥盆世。

Stringocephalus Defrance, 1825(鹑头贝) 壳大,近圆形,双凸,腹瓣凸度稍高。铰合线短弯,具三角双板,卵形肉茎孔位于三角双板上部。壳面光滑。腹瓣内具高大的中板。背中板短。腕环宽长(图 4-34, 7)。中泥盆世。

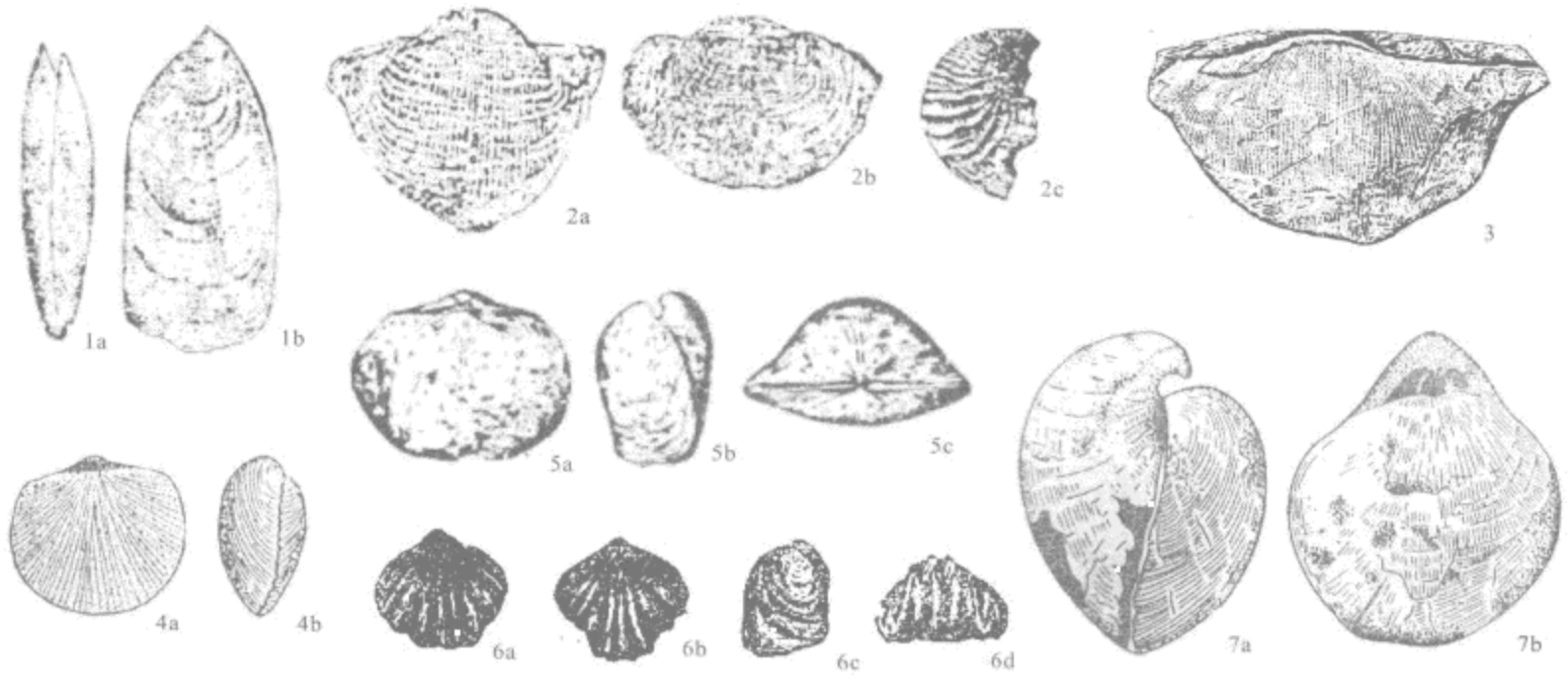


图 4-34 腕足类化石代表

1. *Lingula*(舌形贝):1a. 侧视,1b. 腹视;2. *Dictyoclostus*(网格长身贝):2a. 腹视,2b. 背视,2c. 侧视;3. *Gigantoproductus*(大长身贝),腹视;4. *Sinorthis*(中华正形贝):4a. 背视,4b. 侧视;5. *Yangtzeella*(扬子贝):5a. 背视,5b. 侧视,5c. 后视;6. *Yunnanellina*(小云南贝):6a. 腹视,6b. 背视,6c. 侧视,6d. 前视;7. *Stringocephalus*(鹑头贝):7a. 侧视,7b. 背视

四、腕足动物生态及地史分布

现代腕足动物一般生活在近 35‰的正常盐度、避光、安定的海水环境中,少数种类能忍受不正常的盐度。它们在各种水深处均能生存,但在水深 200 m 左右地段现生种类最多。古生代的腕足类大多数生活在温暖、盐度正常的浅海环境中,但中生代以来发现它们与某些深水生物共生。

腕足动物始现于早寒武世,经历奥陶纪、泥盆纪和石炭纪至二叠纪三大繁盛期之后,在二叠纪末急剧衰退。进入中生代,虽然还有一些类别数量较多,但已明显进入衰退期。至新生代,腕足动物面貌已接近现代。

第六节 半索动物门笔石纲

一、半索动物概述

半索动物的最主要特征是口腔背面向前伸出一条短盲管,称口索,这是半索动物门(Hemichordata)所特有的。有人认为口索是最初出现的脊索,有人则认为它是相当于未来的脑垂体前叶。半索动物曾作为一个亚门,归属于脊索动物门,但基于它具有腹神经索及开管式循环,肛门位于身体最后端,而且口索很可能是一种内分泌器官,目前多数学者把半索动物作为一个独立的门。

笔石纲(Graptolithina)是半索动物门的一个纲,已灭绝,是一种海生小个体群体动物。化石常因升馏作用而保存为碳质薄膜,在岩层上似象形文字,故称笔石。

二、笔石的基本构造

1. 胎管

这是第一个个体所分泌的圆锥形外壳，是笔石体生长发育的始部。胎管由基胎管和亚胎管组成。在亚胎管一侧由管壁中生出一条直的胎管刺；另一侧常因胎管口缘延伸形成口刺；在基胎管尖端反口方向伸出一条纤细的线状管，称为线管（图 4－35）。正笔石目的有轴笔石亚目，其线管硬化，称为中轴。

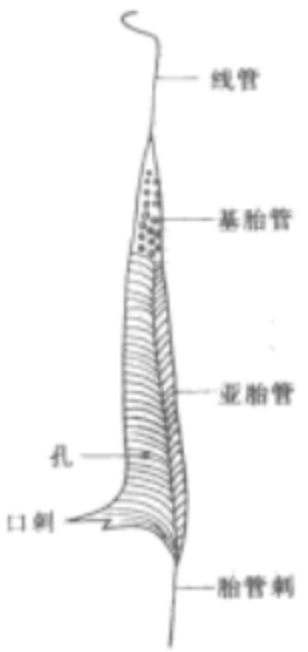


图 4－35　正笔石目笔石胎管的构造

图 4－36　树形笔石目的两种胞管和茎系

2. 胞管

第一个胞管由胎管侧面的一个小孔出芽生出。树形笔石类有两种类型的胞管，较大的正胞管和较小的副胞管，正胞管和副胞管是由茎系连接在一起的（图 4－36）。正笔石类只有正胞管，但胞管形态多种多样，可分为 10 种类型（图 4－37）。

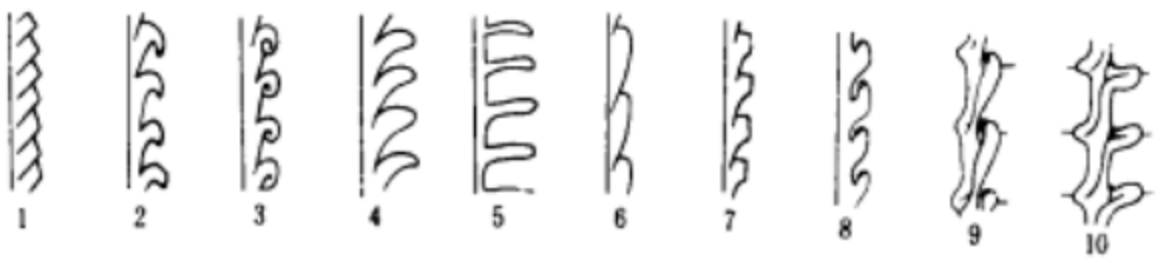


图 4－37　正笔石类胞管的不同类型

1. 均分笔石式，直管状；2. 单笔石式，胞管外弯，呈钩状；3. 卷笔石式，胞管向外弯曲，呈球状；4. 半耙笔石式，胞管向外扩展，大部孤立，呈三角形；5. 耙笔石式，呈耙形；6. 纤笔石式，胞管腹缘呈波状曲折；7. 翻笔石式，胞管强烈内折，具方形口穴；8. 叉笔石式，胞管口部向内转曲；9. 瘤笔石式，形成背褶，口部内转，腹褶弱；10. 中国笔石式，形成背褶及柱状腹褶

3. 笔石枝

成列的胞管构成笔石枝（图 4－38）。胞管所在的一侧为腹侧，与之相反的一侧为背侧。笔石枝靠近胎管的部分称为始端，胞管增长的一端为末端。正笔石类在笔石枝的背部有连通各个胞管的共通管（沟）。每个胞管靠近共通管一边为背，另一边为腹。相邻两胞管间常有重叠，但重叠的程度各类笔石不一。

正笔石类的笔石枝生长方向各有不同，以胎管尖端向上，口部向下为基准，可分为以下几种形式：下垂式、下斜式、下曲式、平伸式、上斜式，上曲式和上攀式(图 4－39)。凡下垂式、下斜式、下曲式的笔石体，笔石枝彼此以腹侧相向；凡上斜式和上曲式，则以背侧相向。数列胞管沿中轴攀合，称为上攀式。笔石枝上胞管的排列可分为单列式、双列式和四列式，个别还有三列式。

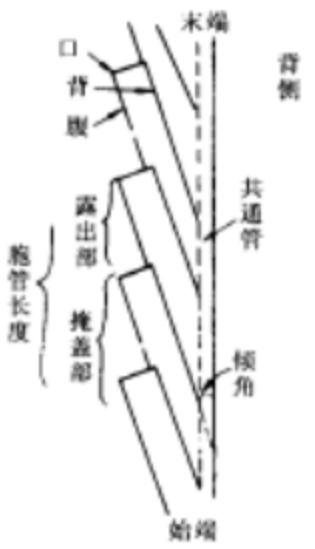


图 4－38 正笔石目笔石枝构造

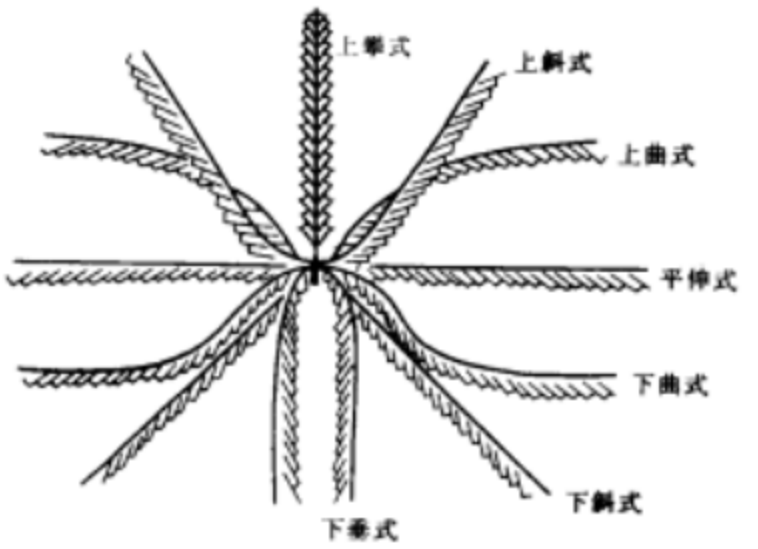


图 4－39 笔石枝生长方向的综合表示

4. 笔石体和笔石簇

由笔石枝构成笔石体。正笔石类的一个笔石体少则一枝，多则可达数十枝。树形笔石类的笔石体分枝复杂，常呈树枝状、网状或羽状。许多笔石体聚在一个浮胞上，以中轴相连形成综合体，称为笔石簇(图 4－40)。

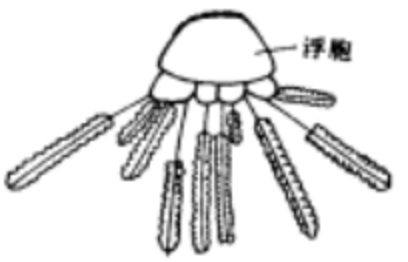


图 4－40 一个笔石簇

三、笔石化石代表

Acanthograptus Spencer，1878(刺笔石) 笔石体灌木状，分枝不规则。胞管细长，几个胞管互相紧靠，形成芽枝，骤视之，好像枝上生刺(图 4－41，1)。奥陶纪—志留纪。

Didymograptus McCoy，1851(对笔石) 笔石体具两个笔石枝，不再分枝，两枝下垂至上斜。胞管直管状(图 4－41，2)。早—中奥陶世。

Sinograptus Mu，1957(中国笔石) 两个下曲的笔石枝。胞管强烈曲折，始部形成背褶，末部形成腹褶，背褶和腹褶的顶端均具有相当发育的刺(图 4－41，3)。早奥陶世。

Glyptograptus Lapworth，1873(雕笔石) 单枝双列，横切面为椭圆形。胞管腹缘呈波浪状，常具尖锐的口穴(图 4－41，4)。早奥陶世—早志留世。

Climacograptus Hall，1865(栅笔石) 笔石体横切面呈卵形。胞管强烈弯曲，腹缘作"S"形曲折，烟斗状，口穴显著，常为方形(图 4－41，5)。早奥陶世—早志留世。

Monograptus Heinitz，1852(单笔石) 笔石枝直或微弯曲，胞管口部向外弯曲，呈钩状或壶嘴状(图 4－41，6)。早志留世—早泥盆世。

Rastrites Barraude，1850(耙笔石) 笔石体弯曲，钩形，非常纤细。胞管线形，孤立没有掩盖，有向内弯曲的口部，共通沟纤细，胞管倾角大，与轴部近于垂直(图 4－41，7)。早志留世。

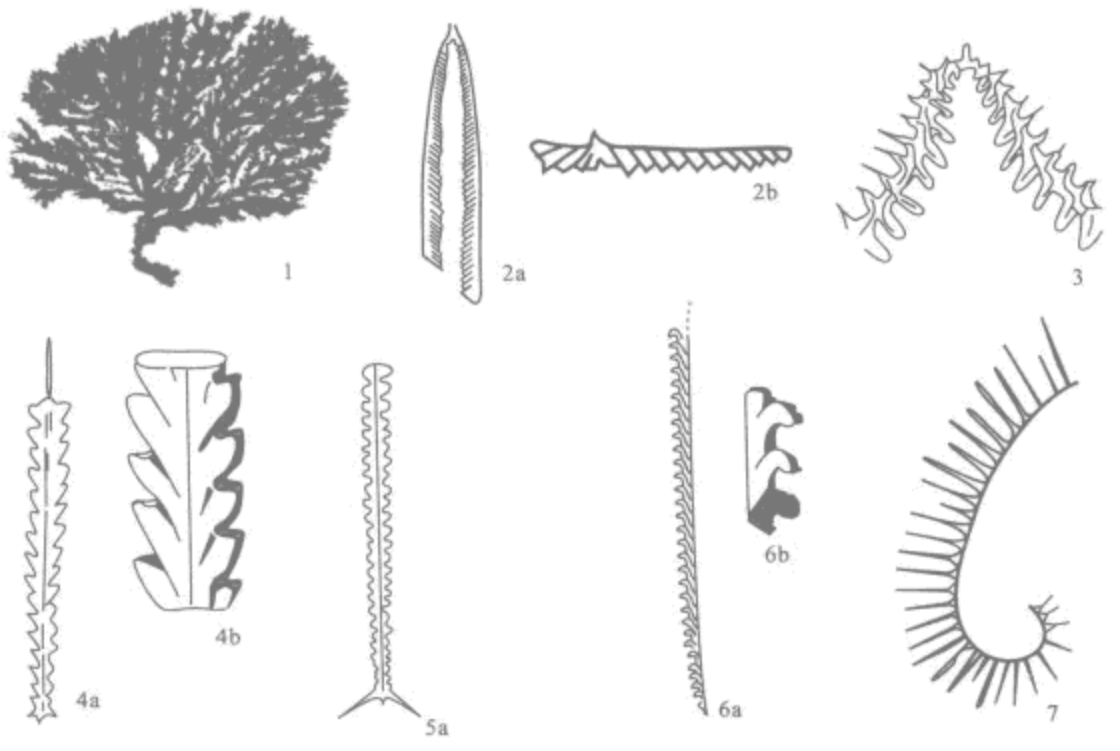


图 4－41　笔石动物化石代表

1. *Acanthograptus*(刺笔石)；2. *Didymograptus*(对笔石)；3. *Sinograptus*(中国笔石)；4. *Glyptograptus*(雕笔石)；5. *Climacograptus*(栅笔石)；6. *Monograptus*(单笔石)；7. *Rastrites*(耙笔石)

四、笔石的生态及地史分布

笔石动物可以生活在从滨海到陆棚边缘以及陆棚斜坡等海域。除了树形笔石类的大部分类别的生活习性为固着生活外，其他各类笔石的习性大都是浮游生活。笔石类化石可以保存在各种沉积岩中，但最主要还是保存在页岩中，尤其黑色页岩，往往含大量笔石，形成“笔石页岩”，是很好的指相化石。

笔石动物始现于中寒武世，在晚寒武世生活的主要是树形笔石类，奥陶纪正笔石类极为繁盛；志留纪开始衰退，早泥盆世末正笔石类灭绝，树形笔石类的少数分子延续到早石炭世末就全部灭绝了。

第五章 脊索动物和古植物

第一节 脊索动物门

一、概述

1. 脊索动物门的主要特征及分类

脊索动物门(Chordata)是动物界中结构复杂,形态及生活方式极为多样的最高等的类群。本门主要特征:①身体背部具一条富弹性而不分节的脊索支持身体。低等的种类,其脊索终生保留,而多数高等种类只在胚胎期保留脊索,成年时即由分节的脊柱(脊椎)所取代;②具背神经管,位于身体消化道的背侧,脊索(脊柱)就在它的下方;③具咽鳃裂,水生的脊索动物终生保留鳃裂,而陆生的脊索动物仅见于胚胎期或幼体阶段(如蝌蚪)。

脊索动物门包括3个亚门,分别是尾索动物亚门、头索动物亚门和脊椎动物亚门。其中脊椎动物为脊索动物中最高等的一类,脊索仅在胚胎发育过程中出现,随即被脊柱(由若干单个脊椎骨组成)所取代,故名脊椎动物,本亚门各类化石代表及现生种类均繁多,本节重点介绍。

2. 脊椎动物亚门的特征及分类

(1)脊椎动物亚门(Vertebrata)的主要特征。脊椎动物身体有头、躯干和尾的分化,故又称有头类。多数种类的脊索只见于个体发育的早期,以后即为脊柱所代替。躯干部具附肢(偶鳍或四肢),有少数种类附肢退化或消失。除无颌纲外,均具备上、下颌。此外,具有完善的中枢神经系统位于身体背侧,其前端发育为大脑,循环系统位于身体腹侧,具内骨骼。

(2)脊椎动物亚门的分类。一般将脊椎动物亚门分为2个超纲9个纲如表5-1所示,各纲的地史分布如图5-1所示。

表5-1 脊椎动物亚门的分类

二、鱼形动物

1. 鱼形动物一般特征

鱼形动物全部为水生、冷血、鳃呼吸、自由活动的脊椎动物。它们身体多呈纺缍形,不具五趾型肢骨,而具发育的鳍,其中背鳍、臀鳍和尾鳍位于身体的对称面上,因不成对,统称奇鳍。胸鳍及腹鳍成对在身体

左右两侧，统称偶鳍。鳍内有骨质棘，称鳍棘。鳍在身体的部位及相互关系，鳍刺及鳍条的排列情况，对鉴定鱼类化石有重要意义(图 5－2)。

(1)尾鳍：是鱼类重要的运动器官，也是分类和鉴定的重要根据之一，根据鱼的尾部脊柱延伸状况和尾鳍形态及对称性等，可将尾鳍划分为原尾、歪尾、倒歪尾、对生尾、正形尾、桥尾 6 种类型(图 5－3)。

(2)鳞：多数鱼类体表披鳞，有保护作用，一般可分为 4 种：①盾鳞，外形似盾，基板部分埋于皮层内，尖锥状小棘突露出体外；②硬鳞，多为菱形，厚板状，表面具珐琅质层；③圆鳞，为骨质鳞，表面无珐琅质，可见同心状生长线纹；④栉鳞，也是一种骨质鳞，只是鳞片表面具小棘，后缘具小锯齿(图 5－4)。

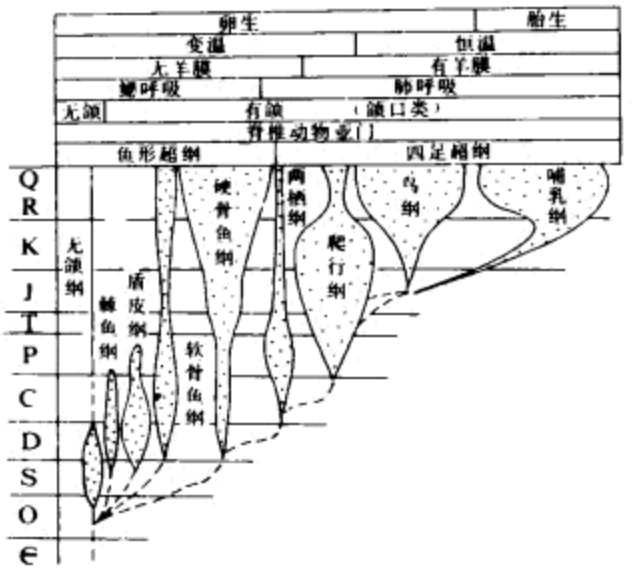


图 5－1　脊椎动物各纲特征及地史分布(据 Colbert，1980)

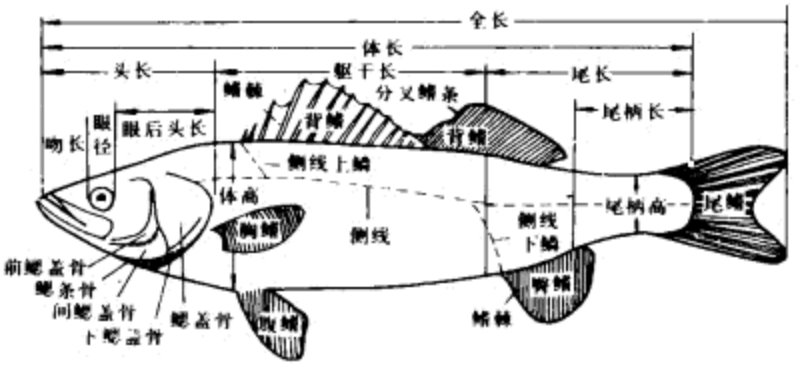


图 5－2　鱼类的基本构造

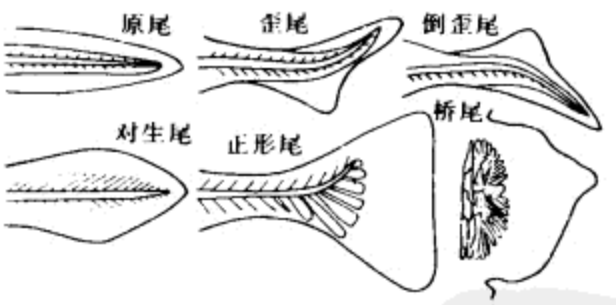


图 5－3　鱼类尾鳍的类型

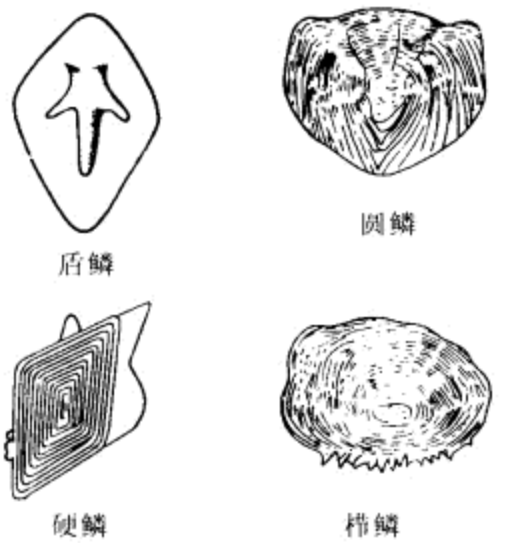


图 5－4　鱼鳞的类型

2. 鱼类的演化与陆生四足动物的起源

根据化石记录揭示或推测现代各种鱼类是由盾皮鱼纲(Placodermi)发展演化而来的。该类化石发现于志留纪后期地层中，繁盛于泥盆纪，因具成对鼻孔、颌及偶鳍，从而增强盾皮鱼的感觉、取食和运动的能力。泥盆纪时，由于地壳运动，古地理环境发生巨变，原在淡水栖息的鱼类，有的不能适应炎热干涸的环境而逐渐灭绝，也有部分由陆地水域被迫迁居海中。盾皮鱼的一支演变出早期软骨鱼类即是淡水鱼类迁到

海洋生活的代表；另一支为适应干旱的环境，体内长出一对囊状突起，起原始肺脏的作用，代替鳃的功能，因此演变为早期的硬骨鱼类。

硬骨鱼纲(Osteichthyes)的肺鱼类、总鳍鱼类中的扇鳍鱼类具内鼻孔及肉质偶鳍，能够在环境多变的淡水水域中生活。过去认为总鳍鱼类是陆生四足动物的祖先，但近年来新的资料表明，两栖类不一定从总鳍鱼类演化而来，有人重提肺鱼类可能是有尾两栖类的祖先。总之，陆生四足动物的起源问题还未真正解决。

三、两栖纲

两栖纲(Amphibia)的最主要特征在个体发育过程中幼体以鳃呼吸，无成对附肢，生活于水中，成年个体则用肺呼吸，具有四肢，但它的肺还不完备，需要靠湿润的皮肤（富于腺体）帮助呼吸。此外，两栖类头骨多扁平，骨片数目较鱼类减少，鳃盖骨化。

两栖纲的进步表现在初步解决了登陆所必须具备的若干条件：①有肺，可以在空气中呼吸，但肺不完备，需要靠湿润的皮肤帮助呼吸；②具有能支撑身体和运动的四肢；③早期两栖类身披骨甲或硬质皮膜来防止水分蒸发，现生种类则靠生活于阴湿处和分泌黏液进行保护。两栖类的出现是脊椎动物进化史上的一件大事，不过两栖类仍然未能真正摆脱水环境，集中表现为在水中产卵，幼体生活在水中，成年后肺和皮肤不够完备。

两栖纲始现于晚泥盆世，繁盛于石炭纪和二叠纪，并一直延续至现代，值得提出的化石是蜥螈（图 5－5），它具有两栖类与爬行类的特点，牙为迷齿型（图 5－6），头骨单一枕髁等，有人认为这种两栖动物有可能演变为中生代爬行类，也有人把蜥螈置于爬行纲，因它出现较晚（早二叠世），故可能是两栖类向爬行类进化中一灭绝的旁支。

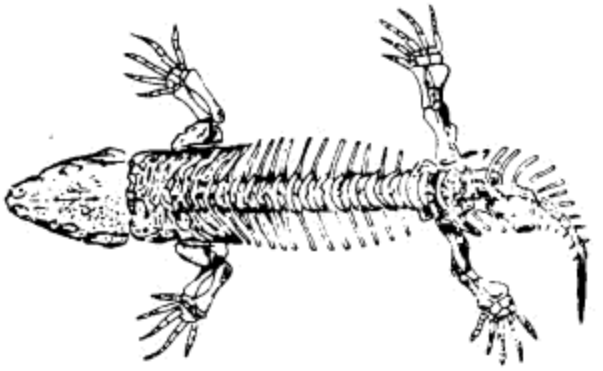


图 5－5 蜥螈 *Seymuoria baylorensis* Broili
复原图，×0.1，美国，下二叠统

图 5－6 迷齿型牙齿横切面（部分）示珐琅质层形成的复杂迷路构造

四、爬行纲

爬行类与两栖类之间的本质区别是卵结构不同：两栖类的卵像鱼类的卵一样，无羊膜结构，必须产在水中，在水中孵化；爬行类的卵有羊膜结构(图 5－7)，可以产在陆地上和在陆地上孵化。爬行类卵结构的这一进化使脊椎动物彻底摆脱了对水体的依赖，能在陆地上生活和繁殖后代。爬行类及其衍生的后裔哺乳类和鸟类也因此总称为羊膜动物。

图 5－7 羊膜卵图解(Colbert，1969)

爬行类的其他典型特征有：①头骨高，不同于两栖类那种通常扁平化的头骨；②脊椎骨大部或完全由侧椎体构成；③原始的爬行类有 2 块荐椎骨，不同于两栖类只有 1 块荐椎骨，而进步的爬行类可有多达 8 块荐椎骨；④肩胛骨和乌喙骨显著加强，匙骨、锁骨和间锁骨缩小或消失；⑤体外被覆角质的鳞甲。

爬行类的牙齿一般都是形态相似的圆椎形，称为同型齿。牙齿着生于颌骨上的方式有 3 种，即侧生

齿、端生齿和槽生齿(图 5－8)。

爬行纲(Reptalia)依据颞颥孔的类型(图 5－9)可分为 4 个亚纲：无孔亚纲、双孔亚纲、调孔亚纲和下孔亚纲。爬行类始现于晚石炭世早期，二叠纪逐渐增多，全盛于中生代，故中生代又称爬行动物时代。尤其是双孔亚纲的蜥臀目和鸟臀目，也就是俗称的恐龙(图 5－10)，曾经在中生代显赫一时，因而中生代又称为恐龙时代，但恐龙到白垩纪末全部灭绝。

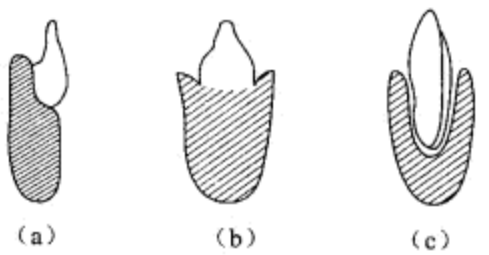


图 5－8　爬行动物牙齿的着生方式(据 Romer，1977)
(a)侧生齿(无齿根)；(b)端生齿(齿之基部及一侧附于颌骨)；(c)槽生齿(齿根发达)

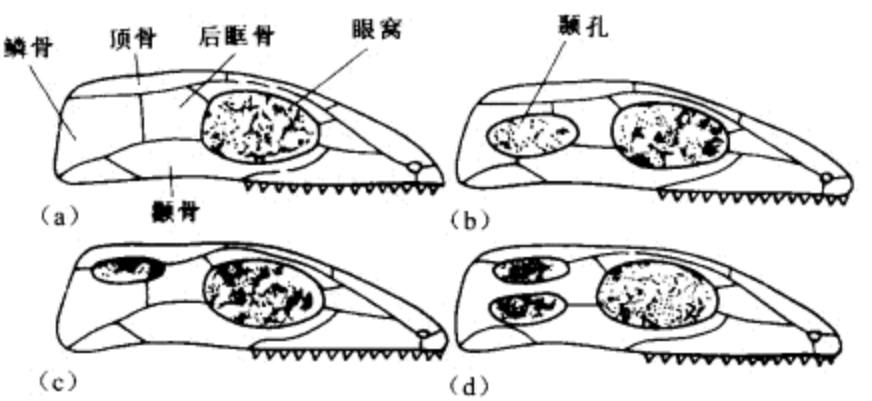


图 5－9　爬行动物头骨颞颥孔的类型(据 Romer，1966)
(a)无孔型；(b)下孔型；(c)调孔型；(d)双孔型

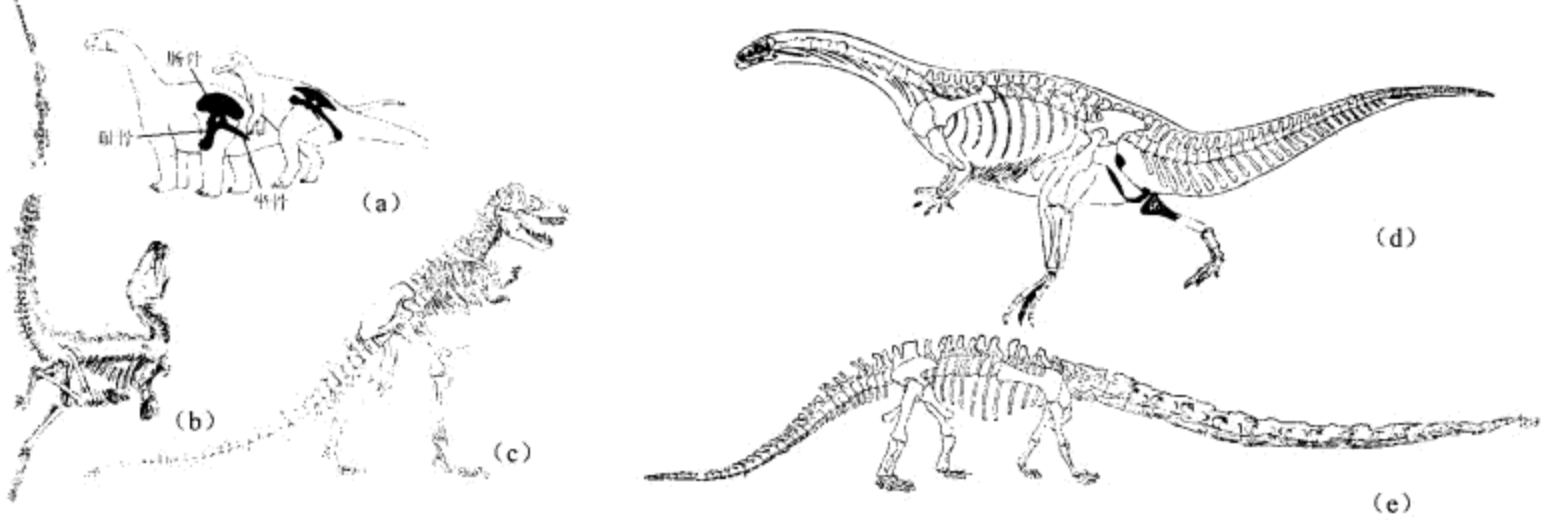


图 5－10　恐龙
(a)恐龙的两种腰带构造，左为蜥臀目的三射型，右为鸟臀目的四射型；(b)早白垩世中华龙鸟(*Sinosauropteryx*)；(c)晚白垩世霸王龙(*Tyrannosaurus*)；(d)晚三叠世禄丰龙(*Lufengosaurus*)；(e)晚侏罗世马门溪龙(*Mamenchisaurus*)
(据杨钟健，1941，Carroll，1988 等)

五、鸟纲

鸟纲(Aves)虽不是唯一能飞行的脊椎动物，但对飞行的适应是最成功的。它的主要特征是体表覆以羽毛，有翼，恒温和卵生，骨骼致密、轻巧，髓腔较大，许多部分骨骼愈合，胸骨发达，这些都是鸟类与其他脊椎动物的根本区别。

鸟类起源于爬行动物，是由恐龙的一支——蜥臀目兽脚类的祖先演化而来。最早的鸟类化石曾被认为是产于德国巴伐利亚索仑霍芬晚侏罗世地层中的始祖鸟，其特点是除具有羽毛外，其余骨骼特点均与爬行类一致，如有尾，有牙，前肢末端仍具爪等。现在一般认为始祖鸟不是现代鸟类的直接祖先，只是进化中的一个侧支，真正鸟类的祖先可能出现得更早。我国新疆、甘肃的白垩纪，青海的始新世地层中发现过零星的鸟骨化石，但最丰富的鸟类化石记录来自我国辽西晚侏罗世—早白垩世地层中的热河生物群，其中产

有多种类型的爬行类和鸟类及两者之间的过渡类型(图 5－11)。

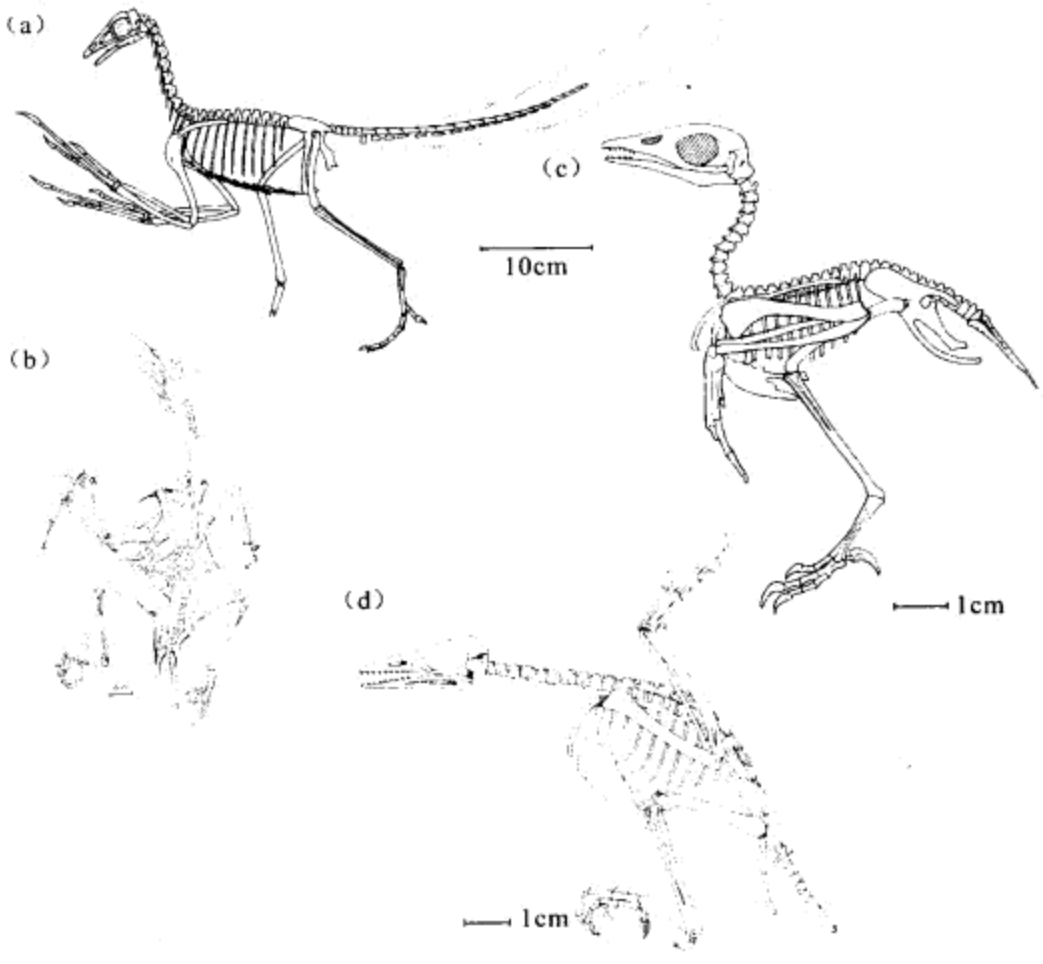


图 5－11　鸟类化石代表

(a)晚侏罗世的始祖鸟(*Archaeopteryx*)；(b)早白垩世的孔子鸟(*Confuciusornis*)；(c)早白垩世的华夏鸟(*Cathayornis*)；(d)早白垩世的辽宁鸟(*Liaoningornis*)(Carroll，1988 等)

六、哺乳纲

哺乳纲(Mammalia)是脊椎动物中最高等的一类，它具有更完善的适应能力。恒温、哺乳、脑发达、胎生（除单孔类外）等是其主要特点。哺乳动物的进步性还表现在以下几个方面：①具有高度发达的神经系统和感官，能适应多变的环境条件；②牙齿分化，出现口腔咀嚼和消化，提高了对能量的摄取；③身体结构比爬行动物更为进化和坚固，一般具快速运动的能力。

哺乳动物的牙齿是其硬体中最坚硬的部分，易保存为化石，其组合形态随动物食性不同而多变化，因此，对分类具有极为重要的意义。哺乳动物的牙齿一般分化为门齿、犬齿、前臼齿和臼齿 4 种。前臼齿和臼齿合称颊齿，根据其形态和食性关系大致可分 3 种类型：①切尖型，食肉动物；②脊齿型，食草动物；③瘤齿型，杂食动物（图 5－12）。

哺乳动物最早出现于三叠纪，经过中生代的进化，到新生代获得了极大成功，取代了爬行动物，并占绝对优势，通过适应辐射，其生态领域扩展到海陆空等各种环境，故新生代又称为哺乳动物时代。

哺乳动物中智慧最高等的是灵长目。灵长类脑颅很大，眼睛大而前视，前肢得到进一步发展。灵长目包括 3 大类群：较原始的原猴类、较高等的猴类和猿类。猿类包括人类化石，目前发现的化石数量并不多，但关系到人类的进化和起源问题，因而受到人们极大重视。

截止到 2000 年的化石资料，从南方古猿到现代人，人类的演化大致经历了以下 4 个阶段(图 5－13)。

1. 南方古猿(南猿)(*Australopithecus*)

440 多万～100 万年前，南方古猿主要分布在非洲南部和东部，以具有粗壮的颌及厚层珐琅质的齿为

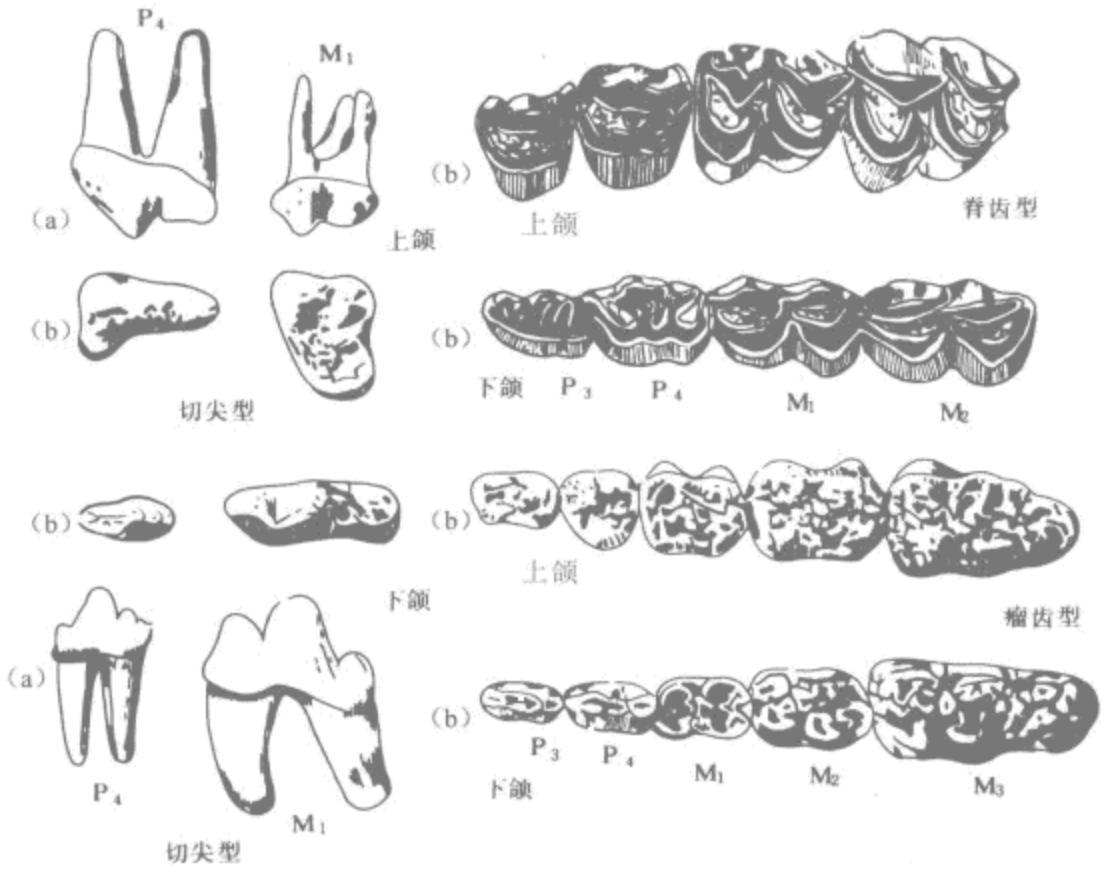


图 5－12　哺乳动物颊齿的主要类型(据 Schmid，1972)

(a)侧视；(b)齿冠面；P. 前臼齿；M. 臼齿

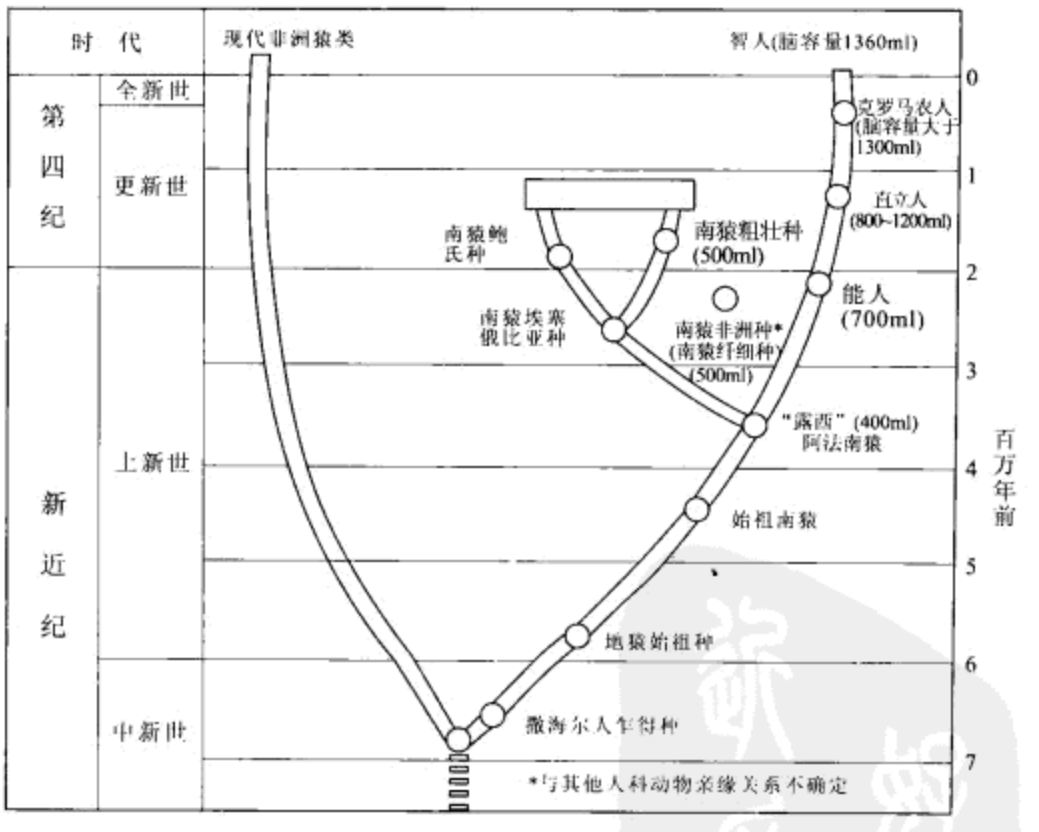


图 5－13　人科演化树(据 Mader，1998 修改)

特征，能够两足直立行走。在形态上具有猿和人的镶嵌特征，身高 1.3m 以上，脑量 400～500 ml。著名的"露西"属于南方古猿阿法种(*A. afarensis*)，是迄今发现的最为完整的古人类骨骼之一。

2. 能人(*Homo habilis*)

能人生活年代大致在 250 万～160 万年前，其主要特点是头骨壁薄，眉脊不明显，脑量 500～700 ml，比南方古猿明显扩大，颊齿，特别是前臼齿比南方古猿非洲种窄，下肢骨明显显示两足直立行走的特征，手

骨表明其拇指和其他四指能够对握，但还不是很精确。与能人同时发现的还有不少石器，典型的石器是用砾石制成的砍砸器，这种石器文化被称为奥杜韦文化。

3. 直立人（*Homo erectus*）

直立人生活年代大致定在距今 180 万～30 万年之间的旧石器时代早期，在亚、欧、非洲等地都有发现。直立人的名称是根据其下肢骨能够采取直立的姿势而来，但并不表示他是最早直立行走的人。我国已发现的直立人化石比较多，有云南元谋人、陕西蓝田人、北京猿人、南京汤山人等。其中北京周口店的北京猿人遗址，是世界上至今已发现的材料最丰富的直立人遗址。北京猿人头盖骨高度远比现代人小，额向后倾斜，平均脑容量为 1088 ml，眉脊非常粗壮而前突，头骨的厚度比现代人几乎大一倍，牙齿比现代人的硕大和粗壮，面部比现代人相对较短而明显前突。北京猿人是已知最早的用火者，其使用的石器类型主要有砍砸器、刮削器和尖状器等。

4. 智人（*Homo sapiens*）

智人在分类上属于人属智人种，包括化石智人和现生智人，从解剖学上区分，智人可分为早期智人和晚期智人两类。

（1）早期智人（Early *Homo sapiens*），生活于约 20 万～10 万年前，发现于非洲、欧洲及亚洲，具有大脑壳，前臼齿及臼齿窄，脸平、头骨薄，骨骼纤细，脑量已达现代人水平等特点。早期智人代表是尼安德特人（*Homo sapiens neanderthalensis*），简称尼人，发现于德国尼安德特河谷。尼人的主要特征包括强壮的身体，指、趾短，前牙、鼻子大，几乎没有下巴颏。大鼻子可能是对寒冷的更新世气候的适应。我国的早期智人化石有广东的马坝人、湖北的长阳人、山西的丁村人、辽宁的金牛山人、陕西的大荔人等。早期智人制造的石器已经有了很多改进，能够狩猎巨大的野兽，能用兽皮当作粗陋的衣服，不仅会使用天然火，而且可能已会取火。

（2）晚期智人（Late *Homo sapiens*）在形态上已非常像现代人，出现的时间约为 10 万年前，与早期智人的区别是前额高，脑壳短、高，骨骼轻薄。晚期智人化石最早发现于法国的克罗马农村，称克罗马农人，主要生活在旧石器时代晚期，距今约 3.8 万年，身材高大，颅骨的高度增大，额部隆起，有明显突出的下颌，前臂比上臂长，小腿比大腿长，脑子很发达，有相当的智慧。我国的晚期智人化石包括广西的柳江人、四川的资阳人、内蒙古的河套人和北京周口店的山顶洞人等。在晚期智人阶段，除了石器比早期智人加工精细外，还有不少骨器、角器，以及用石头或骨角制成的长矛等复合工具，已有相当好的捕鱼技术，能够摩擦取火。

第二节　古植物学

古植物学（paleobotany）是研究地史时期植物界的科学。植物在生命演化和陆地生态领域开拓中起到了十分重要的作用。尽管在距今 35 亿年前澳大利亚西部太古代地层中，就已发现过蓝藻（菌）类或细菌类化石，但生物界在海洋等水体中演化过程极其漫长。在距今 4 亿多年前志留纪，具有真正维管束的植物出现，生物的生态领域才由水域扩展到陆地，开始了陆地生物的演化阶段。植物的出现，使大地披上了绿装，也促进了原始大气中氧气的循环和积累，这为我们人类在内的其他陆生生命演化提供了必要的先决条件，使地表有了今天山花烂漫的缤纷世界。古植物是划分及恢复地史时期古大陆、古气候和植物地理分区的主要标志。古植物本身亦参与成矿、成岩作用，是各地史时期煤层的物质基础。

一、分类体系

古植物化石按其体积大小一般分为大植物化石和微古植物化石。前者指肉眼可见的植物各器官，包括根、茎、叶、果实、种子、花穗或其残余部分，后者指借助于显微镜研究的角质层、孢子、花粉、树脂和其他

(1)叶的组成:叶通常由叶柄和叶片组成,有的还有托叶,称完全叶。没有叶柄的称为无柄叶;叶柄上只有一枚叶片的称单叶;叶柄上有多片小叶者称为复叶。复叶有多种形式(图 5-15),有的叶基部相连形成包围于茎节上的叶鞘。

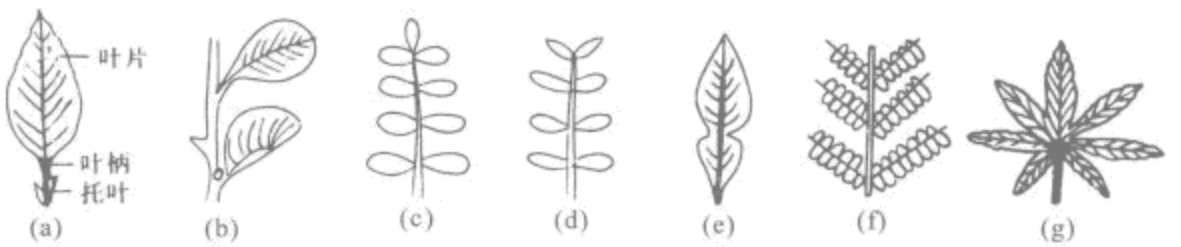


图 5-15 单叶和复叶

(a)完全叶(托叶、叶柄、叶片);(b)单叶;(c)奇数单羽状复叶;(d)偶数单羽状复叶;(e)单生复叶;(f)二次羽状复叶;(g)掌状复叶

(2)叶序:叶在枝上排列的方式称为叶序,有互生、对生、轮生、螺旋生等(图 5-16),其排列的规律是使相邻叶之间互不遮盖,使叶以较大面积接受阳光。

图 5-16 叶序

(3)叶的形状:包括叶的整体轮廓、叶的顶端、基部及叶边缘。叶的轮廓通常以叶的长、宽之比及最宽处的部位为标准而划分为基本的几何形态,并结合常见物体形象而命名(图 5-17)。

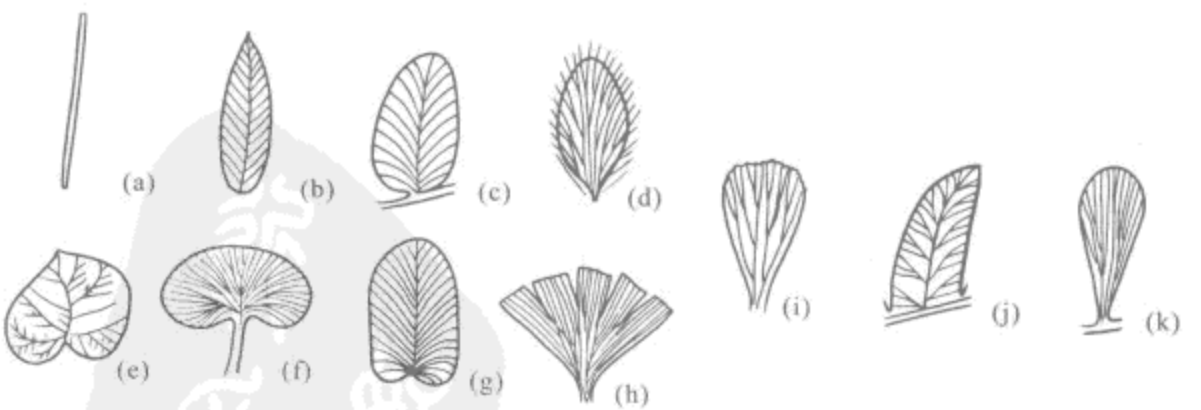


图 5-17 叶的各种形状

(a)线形;(b)披针形;(c)卵形;(d)椭圆形;(e)心形;(f)肾形;(g)舌形;(h)扇形;(i)楔形;(j)镰刀形;(k)匙形

叶的边缘无裂者称为全缘,有的叶缘呈锯齿状、波状,或呈浅裂、深裂、全裂和掌状分裂。叶顶端形态和叶基部形态各有 6 种(图 5-18)。

(4)叶脉:叶脉是分布在叶片中的维管束。叶脉在叶片中排列的方式称为脉序,其形式多样化,且比叶形有较大的稳定性,是鉴定植物化石的重要特征,基本类型见图 5-19。

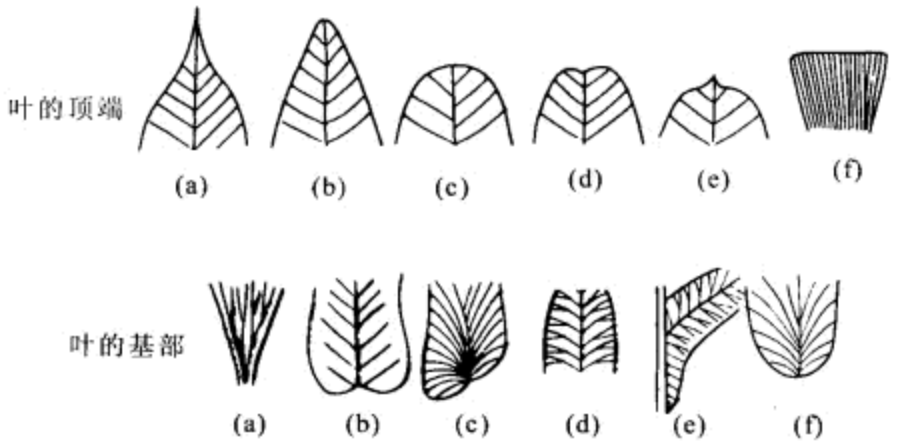


图 5－18　叶的顶端和基部形态

叶的顶端：(a)急尖；(b)渐尖；(c)钝圆；(d)凹缺；(e)短尖头；(f)截形

叶的基部：(a)楔形；(b)心形；(c)偏斜；(d)截形；(e)下延；(f)圆形

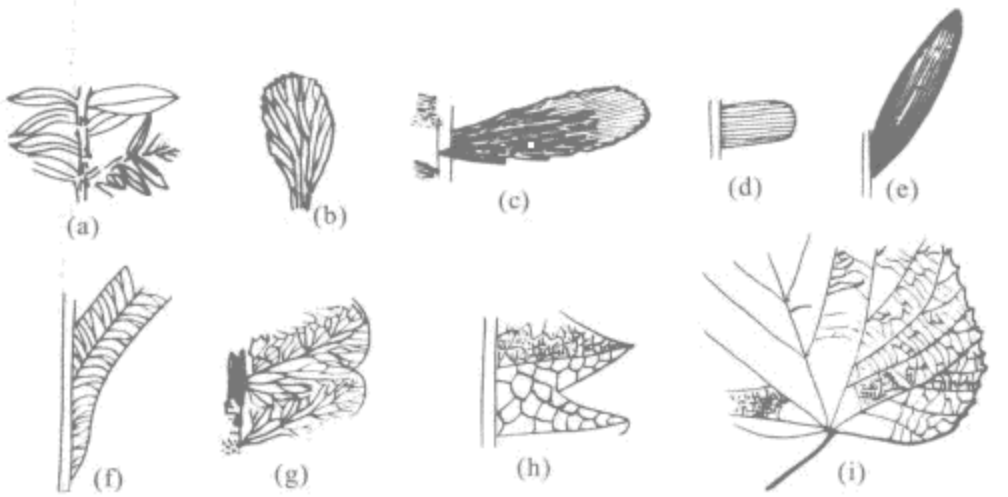


图 5－19　叶脉的类型

(a)单脉；(b)扇状脉；(c)放射脉；(d)平行脉；(e)弧形脉；(f)羽状脉及邻脉；

(g)简单网脉；(h)、(i)复杂网脉

4. 生殖器官

原始类群如原蕨、石松、节蕨和真蕨各门的生殖器官为孢子囊，载孢子囊的叶称为孢子叶。孢子囊内的孢子母细胞有的大小一致（同孢），有的大小不一致（异孢）。裸子植物和被子植物都是异孢植物，雄性的孢子囊称为花粉囊，可聚成各种形式的孢子叶，着生于生殖枝（小孢子叶球）。雌性生殖器官叫胚珠，受精后发育成种子，裸子植物各门种子形状多种多样，被子植物的种子和果实也多样化。

三、原蕨植物门（Protopteridophyta）

原蕨植物也称裸蕨植物，它是最早而原始的陆生维管植物。原蕨植物门共同的特征是植物体一般矮小（十几厘米至 2 m），分化不明显，茎二歧式分枝，无叶，无真正的根，为拟根状或假根，孢子囊常位于枝的顶端，或侧生成穗状。

原蕨植物始现于晚志留世，繁盛于早、中泥盆世，晚泥盆世就全部灭绝。原蕨植物的出现是植物界进化史上重要的转折点，它们完成了从水域扩展到陆地的飞跃。陆地环境的多样性，又是促进它们迅速分化发展的外因。原蕨植物是无叶的，其他维管植物都有叶的分化，叶的发生与原蕨植物的进化有关。一种是由原蕨植物门二歧式分枝的顶端枝系，逐渐扁化、合并，而形成的大型叶（顶枝起源叶）（图 5－20）；另一种叶由茎表面突出物延伸发展而成小型叶（延伸起源叶）（图 5－21）。因此原蕨植物门在植物界演化及系统发育上都有重要意义。

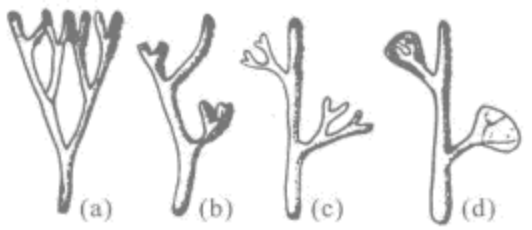


图 5－20 大型叶（顶枝起源叶）的演化图解(Smith，1955)

(a)二歧式分枝；(b)不等二歧式分叉，较弱枝为大型叶的演化雏形；(c)不等二歧式分枝发生"扁化"；(d)分叉枝间联合（"蹼化"），产生扁平而具二歧式分叉的叶脉

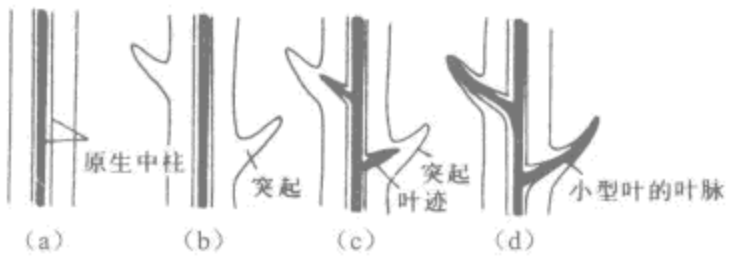


图 5－21 小型叶（延伸起源叶）的演化示意图(Lemoigne，1968)

(a)裸蕨状植物茎光滑；(b)茎表皮突起无维管束；(c)有细的维管束通至突起基部；(d)维管束伸达突起延生的叶器官内

四、石松植物门 (Lycophyta)

石松植物的茎二歧式分枝。单叶，小而密布于枝，呈螺旋状排列，单脉。孢子囊单个着生于孢子叶的叶腋或叶的上表面近基部处。

石松植物化石最常见的是叶的基部膨大，脱落后在茎、枝表面留下的印痕（称叶座），例如晚古生代最发育的鳞木，其叶座结构最典型（图 5－22）。鳞木叶座螺旋形排列，叶座上部为心形或菱形、微凸、呈低锥

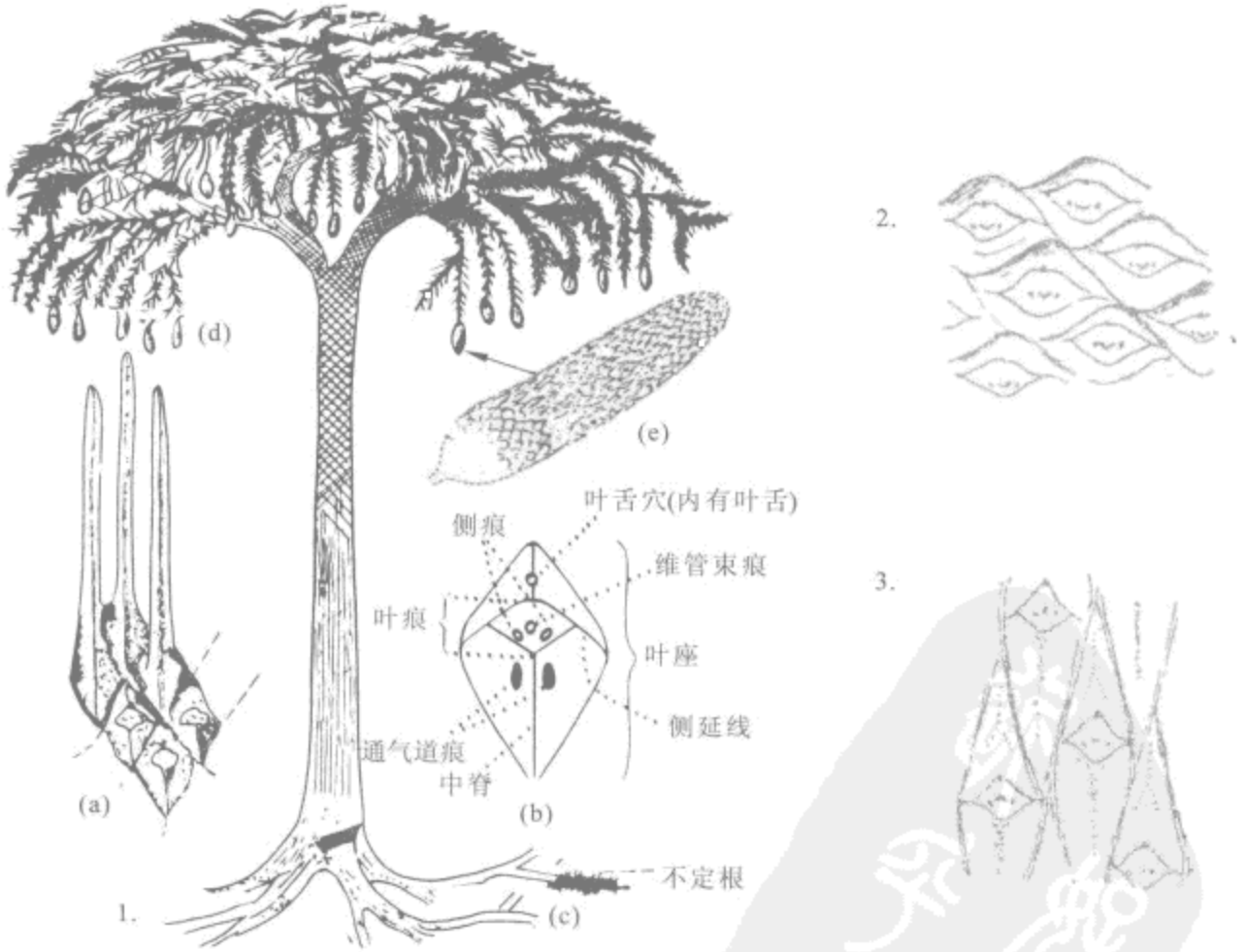


图 5－22 鳞木 *Lepidodendron* 复原及叶座化石

1. 植物体复原图及各部器官示意图：(a)叶在茎或枝上着生状态及叶脱落后留下的叶座，(b)一个叶座的放大及其各部分名称，(c)根座在地下二歧式分枝的匍匐分布状态，(d)、(e)鳞孢穗；2. *Lepidodendron oculus-felis*；3. *Lepidodendron szeianum*

形的叶痕，为叶基部脱落留下的痕迹。叶痕表面有横列 3 个小点痕，中间是叶脉痕迹称束痕，两侧边为通气道痕或称侧痕。有的在紧邻叶痕之下的叶座表面另有 2 个通气道痕。叶痕的上方有叶舌留下的叶舌穴。叶痕的下方或上、下方正中有微凸的中脊及横纹。叶座的形状、结构及排列方式各不相同，是鳞木目划分科、属的依据。

石松植物门始现于早泥盆世，晚泥盆世开始繁盛，极盛于石炭纪，是当时造煤的物质基础，二叠纪后期开始衰退，除中生代早期尚残存少量木本类型外，中生代至现代都为草本，现在仅存草本的少数属。石松植物化石代表如 *Lepidodendron*。

Lepidodendron Sternberg, 1820(鳞木)　是石松植物门鳞木目的典型代表，叶座菱形，长纺缍形等不同形态，呈螺旋排列，叶痕横菱形、斜方形等，中间具束痕，两侧有通气道痕，紧靠叶痕顶端发育很小叶舌痕(图 5－22)。石炭纪—二叠纪。

五、节蕨植物门 (Arthrophyta)

节蕨植物最明显的特征是茎单轴式分枝，明显地分为节和节间，节间上有纵脊和纵沟，枝和叶都自节部伸出。单叶，叶小，轮生。孢子囊着生在孢囊柄上并聚成孢子囊穗。

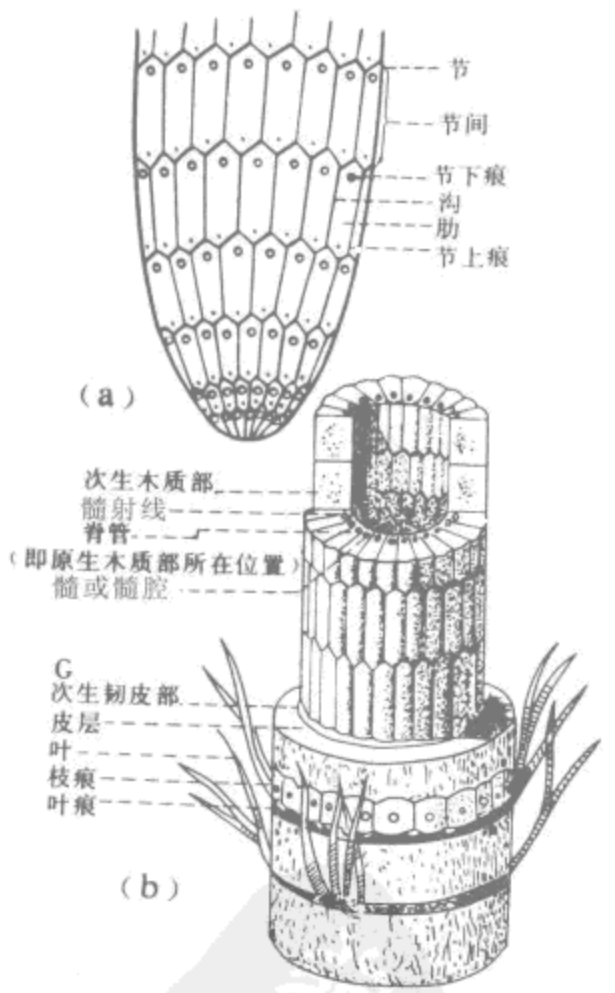


图 5－23　芦木 *Calamites*(Boureau, 1964)
(a)髓模；(b)茎的构造示意图

节蕨植物最常见的化石一类是其茎及其髓模化石（图 5－23），另一类是叶化石（图 5－24）。节蕨植物始现于早、中泥盆世，石炭纪至二叠纪为全盛期，遍及全球，有乔木、草本、小型藤本各种类型。中生代只有草本的木贼目，早白垩世后更趋衰退，现代仅存木贼一属。节蕨植物化石代表如 *Calamites*, *Sphenophyllum*, *Annularia*, *Lobatannularia* 等。

Calamites Suckowi, 1784(芦木)　是一个广义的属名，既是代表古生代木贼目芦木类茎的髓模化石属名，又是古生代芦木植物体的总称，髓模表面纵肋和纵沟在节上交互排列(图 5－23)，具节下痕。晚石炭世—二叠纪最盛。

Annularia Sternberg, 1823(轮叶)　古生代木贼目芦木类的枝叶化石，枝对生，两侧对称。叶轮生，与末级枝几乎在一个平面上呈辐射状直伸排列，每轮叶 6～40 枚，互相分离，长短相等或否，叶形多种多样，线形、倒披针形或匙形等，单脉[图 5－24(e)]。晚石炭世—二叠纪。

Sphenophyllum Koening, 1825(楔叶)　楔叶目的枝叶化石，叶轮生，数目常为 3 的倍数，多为 6 枚，每枚叶的基部收缩成楔形，叶脉扇形[图 5－24(a)～(d)]。晚泥盆世—二叠纪，早、中二叠世最盛。

Lobatannularia Kawasaki, 1927(瓣轮叶)　是古生代东亚华夏植物地理区特有的芦木类枝叶化石，末级枝上每轮叶 16～40 枚，叶形状和着生方式同轮叶，但叶长短差别大，多少向外向上弯曲，形成明显的两瓣，具上、下叶缺，一般下叶缺明显，近上、下叶缺处的叶最短。叶基部分离或大多数不同程度地连合。顶叶轮不呈两瓣，卵形或圆形[图 5－24(f)]。二叠纪，盛于晚二叠世。

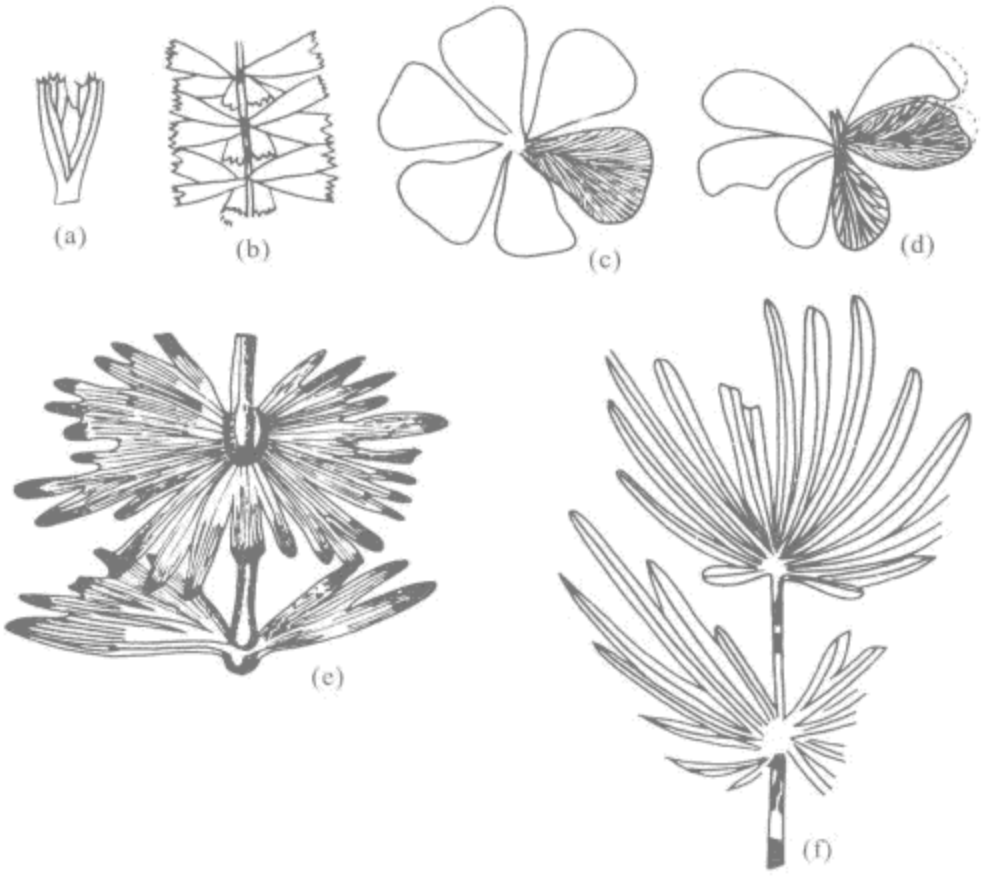


图 5-24 节蕨植物叶化石代表

(a)~(d) *Sphenophyllum*(楔叶);(e)*Annularia*(轮叶);(f)*Lobatannularia*(瓣轮叶)

六、真蕨植物门 (Pteridophyta)

真蕨植物的茎不发育,它最突出的特征是叶很大,绝大多数为一次至多次羽状复叶,也有单叶或掌状分裂叶,总称蕨叶。叶柄和茎均以二歧合轴式及单轴式分枝为主。孢子囊不聚成穗而是单个或成群着生于叶的下表面(背面)。

由于真蕨类的叶子很大,保存为化石时常不完整,不易确定蕨叶分裂次数,故通常以蕨叶的最小单位起始来计算羽次,羽状复叶各部分名称见图 5-25。小羽片是鉴别蕨叶的最基本单位,其轮廓、基部、顶端和边缘都有很多种类型。叶脉多样化,有扇状脉、羽状脉等,尤以后者最普遍。部分真蕨类具网状脉。

真蕨植物门的蕨叶与种子蕨植物门(详见本节·七)的蕨叶形态极为相似,对未发现生殖器官的几乎无法区别,常根据叶形态而建立形态属。

真蕨植物最早出现于中泥盆世,石炭纪起大盛,并可能为聚煤原始物料之一。新生代本门在植物界中仅占很次要地位。现代真蕨类以热带、亚热带暖湿地区最盛。代表化石如 *Bernoullia*、*Cladophlebis* 等。

图 5-25 真蕨植物门及种子蕨植物门的蕨叶综合示意图

Bernoullia Heer, 1877(贝尔瑙蕨)

蕨叶 1 或 2 次羽状分裂。小羽片长 5~6cm,线形至剑形,基部收缩,以基部中心点附着于轴上。中脉粗强,侧脉细密,分叉数次呈束状。实羽片

较短，孢子囊成群地排列于侧脉两侧，布满叶背面（图 5－26，1）。中三叠世晚期—晚三叠世。

Cladophlebis Brongniart，1849（枝脉蕨）　蕨叶 2～4 次羽状分裂，小羽片常较大，且多少呈镰刀形，顶端常尖或圆凸，全缘或具齿。羽状脉，侧脉常分叉。*Cladophlebis* 是一个广泛应用的形态属，一般把自二叠纪至中生代具上述形态而又未发现生殖羽片的蕨叶都归入本属（图 5－26，2）。大多数的 *Cladophlebis* 可能属于紫其科，其自然属名称为 *Todites*（似托第蕨）。三叠纪—早白垩世繁盛。

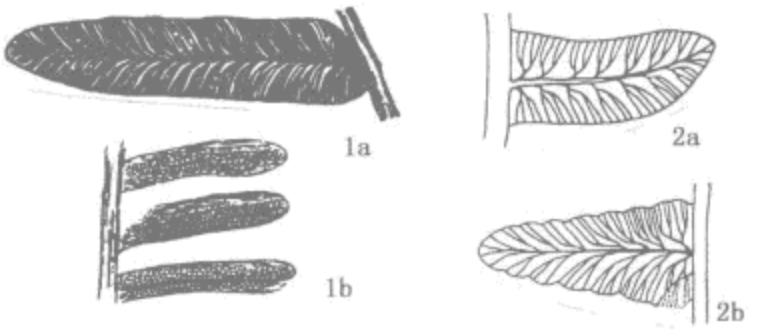


图 5－26　真蕨植物化石代表

1. *Bernoullia*（贝尔瑙蕨）；1a. 营养羽片，1b. 生殖羽片；2. *Cladophlebis*（枝脉蕨）；2a. *C. asiatica*，2b. *C. gigantea*

七、种子蕨植物门（Pteridospermophyta）

种子蕨植物门是古老的裸子植物，植物体不很大，为小乔木或灌木，也有藤木的，直立或攀援，很少分枝。又与苏铁植物相似，曾名为苏铁羊齿类。本门最常见的化石是叶部，大多数为大型羽状复叶，形态与真蕨门的蕨叶几乎无法区别，不同的是生殖叶上长有种子，故名种子蕨。由于大多数蕨形叶的生殖器官化石缺乏，无法确定其自然分类位置，因此常采用形态分类，即依据蕨形叶的形状、脉序型式、小叶与轴的关系等特征建立形态分类及形态属，分为很多种蕨形叶类型（图 5－27）。

图 5－27　蕨形叶类型

1. 扇羊齿；2. 准楔羊齿；3. 针羊齿；4. 楔羊齿；5. 栉羊齿；6. 脉羊齿；7. 畸羊齿；8. 座延羊齿；9. 齿羊齿；10. 美羊齿；11. 单网羊齿；12. 带羊齿；13. 舌羊齿

种子蕨植物始现于晚泥盆世，石炭纪至早二叠世极盛，晚二叠世衰退，少数延续至中生代，可能至晚白垩世灭绝。化石代表如 *Pecopteris*，*Neuropteris*，*Gigantonoclea* 等。

Pecopteris Brongniart，1822（栉羊齿）　多次羽状复叶，小羽片大多数为两边平行顶端钝圆的舌形，小羽片全缘。基部全都附着于羽轴，羽状脉（图 5－28，1）。石炭纪—二叠纪。

Neuropteris Brongniart，1822（脉羊齿）　奇数或偶数羽状复叶，小羽片舌形、镰刀形等，基部收缩成心形，以一点附着于羽轴，全缘，顶端尖或钝圆，羽状脉，中脉明显，伸至小羽片全长之 1/2 或 2/3 处就消散，侧脉以狭角分出，多次分叉向外弯（图 5－28，2）。早石炭世晚期—早二叠世，以晚石炭世最盛。

Gigantonoclea Koidz（emend. Gu and Zhi，1974）（单网羊齿）　羽状复叶或单叶。小羽片（或叶）大，披针形、长椭圆形或卵形，全缘、波状、或齿状。中脉较粗，侧脉分 1～3 级，细脉二歧分叉结成简单网，网眼长或短多角形，具伴网眼（图 5－28，3）。中二叠世—晚二叠世，个别残存至早三叠世早期。

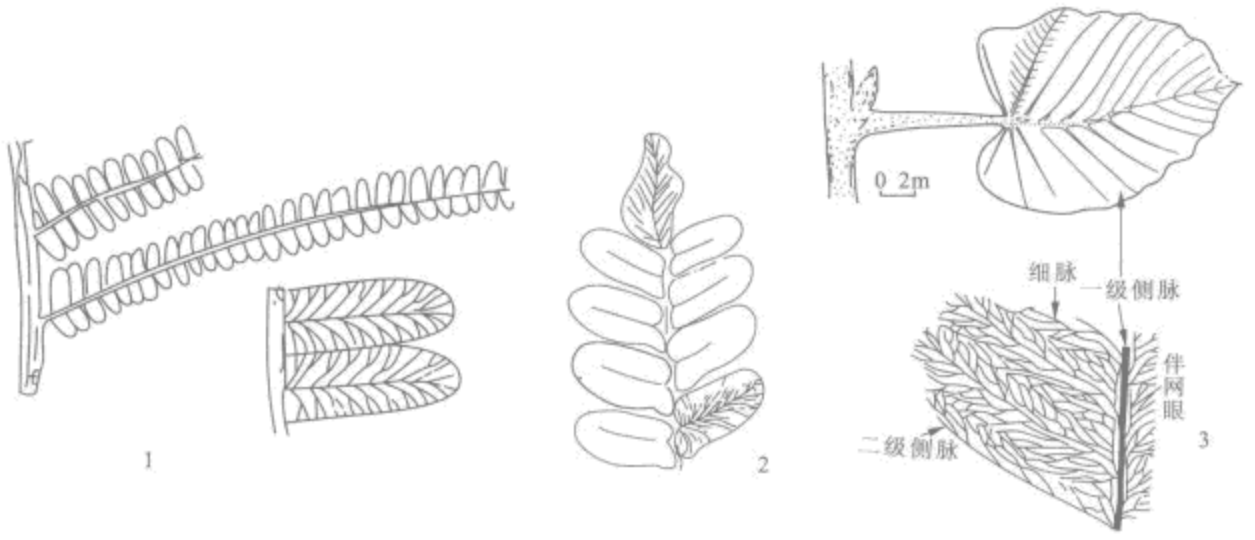


图 5－28 种子蕨植物化石代表

1. *Pecopteris*(栉羊齿);2. *Neuropteris*(脉羊齿);3. *Gigantonoclea*(单网羊齿)

八、苏铁植物门 (Cycadophyta)

现代苏铁植物门多数是粗矮的常绿木本植物,而化石苏铁常为细茎类型。很少分枝或不分枝。茎顶端丛生坚硬革质的一次羽状复叶或单叶。羽状分裂的裂片着生于羽轴两侧或羽轴腹面,大多数具平行脉、放射脉,个别为单脉或网状脉。叶表皮角质层厚,气孔下陷。

苏铁植物在地层中经常见到的大多是叶的印痕化石,单凭叶的外部形态,不易归入自然分类,常常根据叶形态先建立形态属名,再根据表皮细胞结构归入自然分类。最常见的叶化石有 *Pterophyllum*、*Nilssonia*、*Ptilophyllum*、*Otozamites* 和 *Anthrophyopsis* 等(图 5－29)。

Pterophyllum Brongniart, 1824(侧羽叶) 叶单羽状。裂片基部全部附着于羽轴的两侧,线形、扇针形或舌形,两侧边平行。平行脉,分叉 1～3 次(图 5－29,1)。晚石炭世—早白垩世,晚三叠世—侏罗纪最盛。

Nilssonia Brongniart, 1825(尼尔桑) 羽叶披针形或线形,全缘或裂成裂片,羽叶基部的叶膜很少分裂。叶膜或裂片着生于羽轴腹面,几乎全部覆盖羽轴。平行脉简单,分叉次数少(图 5－29, 6)。二叠纪—新近纪,主要繁盛于晚三叠世—早白垩世。

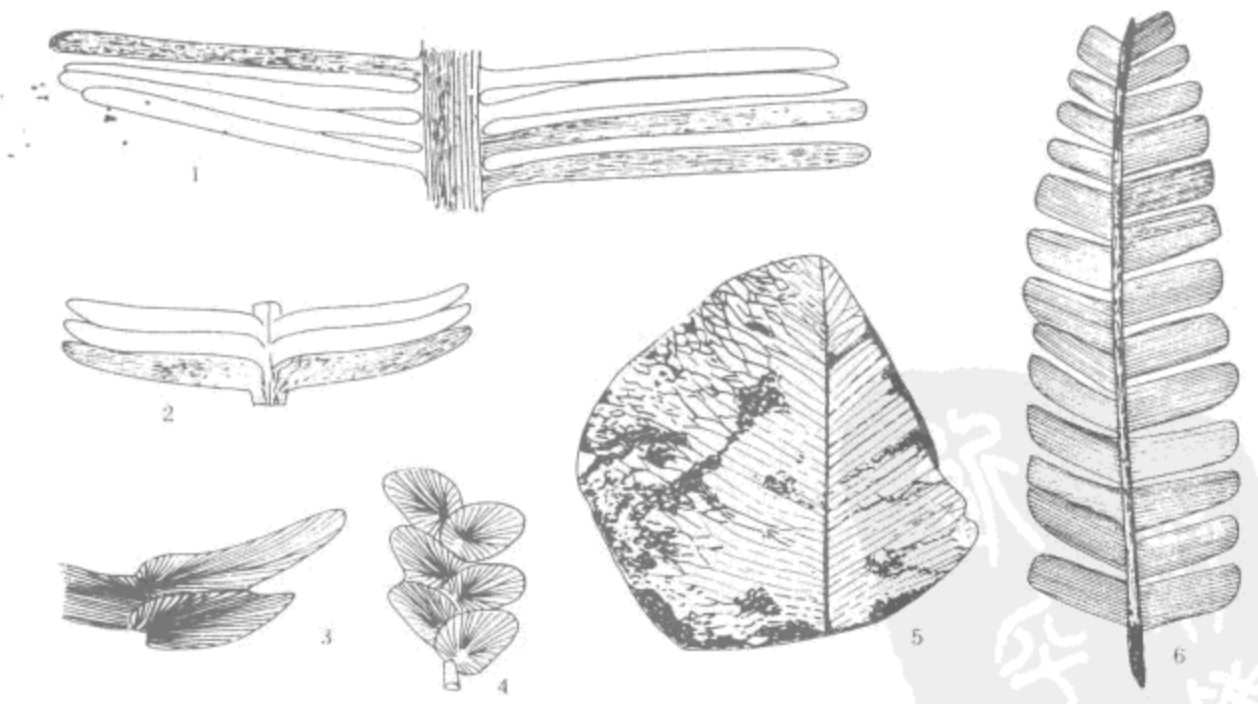


图 5－29 苏铁植物的叶化石

1. *Pterophyllum*(侧羽叶);2. *Ptilophyllum*(毛羽叶);3,4. *Otozamites*(耳羽叶);
5. *Anthrophyopsis*(大网羽叶); 6. *Nilssonia*(尼尔桑)

九、银杏植物门 (Ginkgophyta)

现代银杏为高达 30 余米的乔木。单轴式分枝，有长、短枝之分。长枝上稀螺旋着生单叶，短枝上叶呈密螺旋状排列，形成簇状（图 5－30）。单叶，具长柄，扇形、肾形或宽楔形，或分裂成细长的裂片。自叶的基部伸出两条脉然后多次二歧式分叉形成扇状脉。

银杏植物始现于晚古生代，较可靠的记录是自二叠纪起，至中生代，尤其是侏罗纪和早白垩世达到极盛阶段，分布广，几乎遍及全球。早白垩世晚期突然衰退，新近纪晚期地理分布已缩小，至现代仅存一属，即银杏，分布于我国及日本，为孑遗的活化石。

Ginkgoites Seward，1919(emend. Florin，1936)(似银杏)　叶形与现代银杏相近。具长柄，扇形、肾形或楔形。扇状脉。叶常二歧式分裂 2～8 个或更多个的最后裂片，每个裂片内有平行脉 4～6 条或更多。叶表皮细胞结构与现代银杏有差别(图 5－31)。早二叠世—新近纪，以侏罗纪—早白垩世最盛。

图 5－30　现代的银杏 *Ginkgo biloba*

图 5－31　侏罗纪的 *Ginkgoites sibiricus*

十、松柏植物门 (Coniferophyta)

松柏植物门植物体为多分枝的乔木或灌木，次生木质部中薄壁细胞少，致密。单叶呈螺旋形排列。雌雄同株或异株，球果单性。包括科达纲和松柏纲。

1. 科达纲 (Cordaitopsida)

科达纲已灭绝，植物体为树干直径不超过 1 m 的细高乔木，茎干基部有的有高位支持根（图 5－32，1）。树干上部多分枝，组成较大的树冠。单叶，螺旋状着生于枝，无柄，带形至舌形（图 5－32，2），大小不一，长者可达 1 m，短者仅几厘米，平行脉。

本纲植物化石始现于晚泥盆世，晚石炭世至早二叠世最繁盛，遍及全球各植物地理区，在热带与鳞木等同为重要的造煤植物，三叠纪有残存，三叠纪后灭绝。

Cordaites Unger，1850(科达)　细高乔木，叶子密集螺旋着生于顶端小枝。叶呈带形，全缘，无柄，平行脉(图 5－32，1，2)。石炭纪—二叠纪。

2. 松柏纲 (Coniferopsida)

松柏纲除少数为灌木外，绝大多数为乔木，单轴式分枝。叶小，常呈鳞片形、锥形、针形、条形或披针形等，各具单脉，一般称之为针叶树。叶排列方式多样（图 5－33）。叶角质层厚，气孔下陷。生殖器官绝大多数为单性的球花(大、小孢子叶球)，雌雄同株，极少数异株。

本纲始现于晚石炭世，中生代全面繁盛，至新生代松柏纲仍是裸子植物中生存最多的类群。现存松柏

图 5－32　科达纲综合图

1. *Cordaites*(科达)植物体复原图,具高位根;2a. 科达的带叶小枝,着生孢子叶球;
2b. 具平行脉的单叶;3. *Cardiocarpus*(心籽)

纲植物广布于不同纬度和不同海拔高度的平原、山区,常形成大片的针叶林。化石代表如 *Podozamites*。

Podozamites Braun of Muenster, 1843(苏铁杉)　枝轴细,叶稀螺旋状着生,呈假两列状,椭圆形、披针形或线形。叶脉细,平行叶边缘至顶端常聚缩(图 5－34)。晚三叠世—早白垩世。

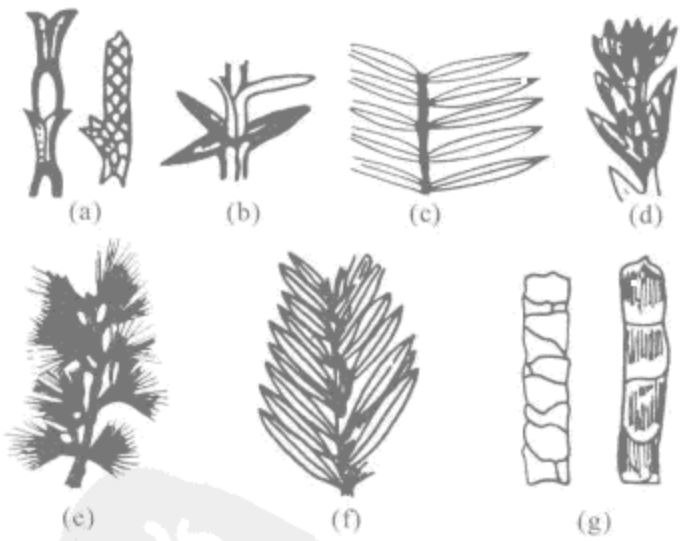


图 5－33　松柏纲叶的排列方式

(a)交互对生;(b)交互轮生;(c)两列式;(d)覆瓦螺旋排列;
(e)簇生;(f)假两列状;(g)鞘状

图 5－34　*Podozamites*(苏铁杉)

十一、被子植物门 (Angiospermae)

被子植物是植物界中结构最完善的种子植物。被子意为胚珠包在由心皮(封闭的大孢子叶)形成的子房内,成熟的种子不裸露。其有性生殖器官就是花,故亦称有花植物。典型的花结构如图 5－35 所示。被子植物有乔木、灌木、藤木、草本;陆生、水生或寄生;维管束结构最完善;单叶或复叶,形态多种多样,有的具托叶;主脉羽状或弧状等,细脉均结成网状(图 5－36)。

被子植物始现于晚侏罗世—早白垩世,至晚白垩世就迅速广泛分布,古近纪被子植物迅速取代了裸子

植物而在植物界中占绝对优势，并保持到现代。

十二、植物演化的主要阶段

植物与动物具有相同的演化总规律，即由水生到陆生，由低级到高级，从简单到复杂。地史时期的植物可以划分为5个主要演化阶段。

(1)菌藻植物阶段：太古宙、元古宙至早泥盆世以前，植物都生活在水中，无器官的分化。前期以丝状藻为主，后期以叶状藻为主，并可造礁。

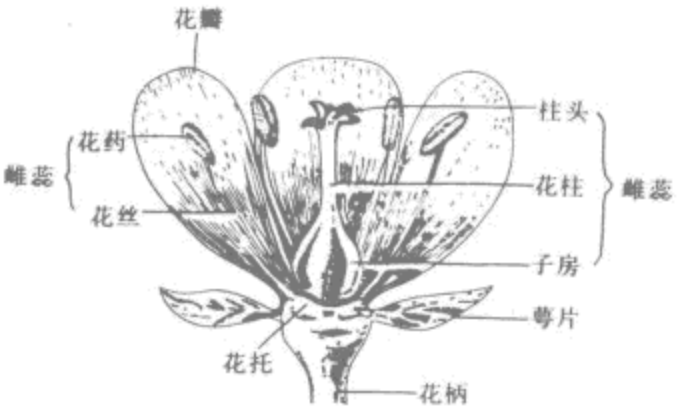


图5-35　花的结构

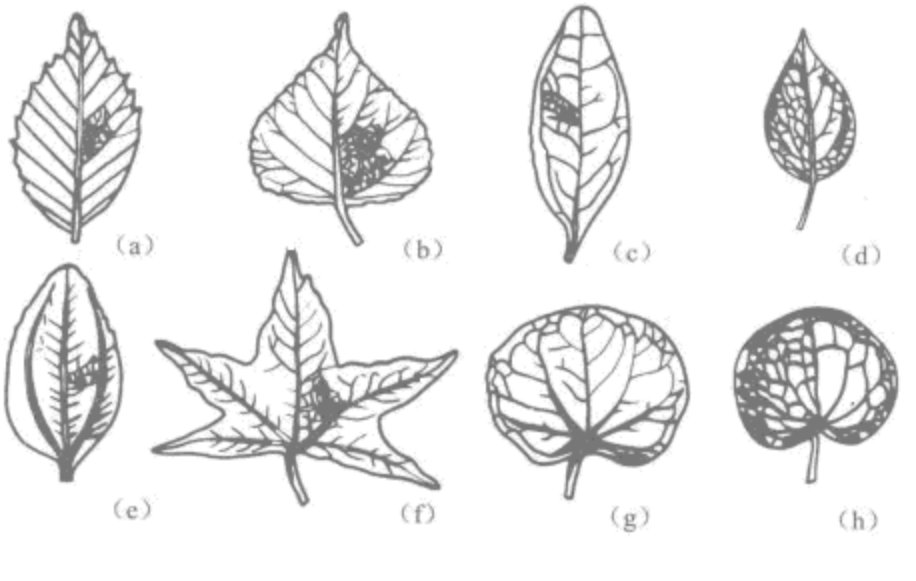


图5-36　被子植物的脉序

(a)羽状达缘脉序；(b)羽状弧曲脉序；(c)羽状环结脉序；(d)羽状网结脉序；(e)三出脉序；(f)掌状脉序，裂片羽状环结脉序；(g)掌状环结脉序；(h)掌状网结脉序

(2)早期维管植物阶段：自志留纪末期至早中泥盆世，地壳上陆地面积增大，植物界由水域扩展到陆地。最早的陆生植物以原蕨植物门为主，并有原始的石松门、节蕨门和前裸子植物门植物，全部仅适应于滨海暖湿低地生长。

(3)蕨类和古老裸子植物阶段：自晚泥盆世至中二叠世，以石松门、节蕨门、真蕨门、前裸子门和古老裸子植物的种子蕨门、松柏门中科达纲为主。松柏纲自石炭纪晚期始现，二叠纪起，中生代型的蕨类和苏铁、银杏类始现。此阶段早期（晚泥盆世至早石炭世）基本形成古生代植物群面貌，晚古生代植物群极度发育，是全球的重要聚煤期。

(4)裸子植物阶段：晚二叠世至早白垩世，以裸子植物的苏铁门、银杏门、松柏纲和中生代真蕨植物为主。早期（晚二叠世至早、中三叠世）气候干旱，中生代植物群开始发育；晚期中生代植物群极盛，也是中生代重要聚煤阶段。

(5)被子植物阶段：早白垩世至第四纪，被子植物逐步在植物界占绝对统治地位。古近纪至新近纪是全球重要聚煤期。自第四纪冰期后，植物界面貌与现代植物界相似。

第六章 生物与环境

生物的生活环境是指生物周围一切生物的和非生物的因素的总和。生活环境中的生物因素主要是指生活在一起的各类生物之间的相互关系，如寄生、共生等。但产生这种关系的最重要的因素是食物链，所谓食物链是指一定的环境范围内各种生物通过食物而产生的直接或间接的联系。非生物因素包括物理的和化学的因素，主要有温度、水体深度、底质、光线、水分、气体和盐度等。

生物与其生活环境之间是互相联系、紧密相关的。环境从根本上决定着生物的分布和生活习性等；但是生物也并非是完全被动地依附于环境而生存。在长期的生存斗争中，生物都在不同程度上获得了适应环境的能力和潜力。不同的生物其适应环境的能力是不一样的，能够在较宽限度范围内生活的生物称为广栖生物；只能在小范围内生活的生物称为狭栖生物，如造礁珊瑚，只能生活在温暖、清澈的热带、亚热带浅海环境。生物适应环境的方式也是多种多样的，有些生物具有独特的生活方式，它们通过冬眠、夏眠、迁移、保护色及警戒色等来适应各自特殊的生活环境。生物适应环境的能力是很强的，从两极至赤道，从高原至深海平原都有生物的痕迹。但生物适应环境的能力必竟是有限的，当环境条件在生物所能承受的一定限度内变化时，生物可以通过调节自身的生理机能（如冬眠、夏眠等降低代谢水平的方式）、改变生活方式或主动地寻找新的生活环境（如迁栖）来适应环境的变化；但当环境变化超出一定限度时，生物就会因无法适应新的环境而导致死亡。

研究生物与环境的关系具有重要的理论和现实意义。弄清生物与环境的关系、生物与环境的演化规律，对于我们了解生物的进化规律和地史时期地球环境的变迁具有重要的理论价值。当今社会，人口、环境和资源等全球性的问题正困扰着世界各国的和平与发展，通过对环境与生态的研究将有助于我们正确地处理好经济建设和环境保护的关系、维护整个地球的自然生态环境的平衡，以保证人类社会能够快速持续地向前发展。

第一节 生物的环境分区

生物环境分区的方案是多种多样的，按海陆分布情况分为陆地和海洋；按海拔高度及海水深度可分为高山区、平原区、滨海区、浅海区、半深海区和深海区；按纬度可分为极地生物区、寒带区、温带区、亚热带区和热带区等。

对于古生物学来说，由于绝大部分化石都保存在海相环境中，因此，海洋生物环境就显得尤为重要。海洋环境内部的划分主要是根据水深及其他相关条件来进行的。

1. **滨海生物区**

位于海岸附近的高潮线和正常浪基面之间。由于邻近大陆，常出现海湾泻湖、河口、三角洲、岛屿等，所以地形复杂。滨海生物区地处高能动荡的自然环境，经常有波浪和潮汐的作用，含盐度、温度和光线等环境因素昼夜变化很大，因此生物比较贫乏。滨海地带的生物为了适应这种动荡环境，常具有坚硬的外骨骼（如厚壳的腹足类和双壳类），或牢固地附着生长在岩石上（如牡蛎及藤壶等），有的生物在沉积物中营潜穴生活或在硬底上营钻孔生活，以躲避风浪的侵袭。

2. **浅海生物区（正常浪基面至深度 200 m）**

从潮汐地带向下至大陆架与大陆斜坡的交界处，海底地形比较平缓，水体不深。浅海区的上部（一般在 50 m 以上）阳光充足，藻类繁盛；50 m 以下的浅海区阳光减少，由于光照不足，极少有藻类生长，或完全没有藻类。

由于浅海环境条件中含盐度变化不大，含氧量充足，深度只受季节的影响，上部偶受波浪的搅动，水层下部除受风暴作用外，基本保持稳定状态，因此浅海环境对绝大多数的生物生活都比较适合，所以浅海区生物的种类比滨海区生物的种类要多。浅海区生物的丰度也比其他各区的要丰富，其中多为底栖爬行或底栖固着生物。它们中的大多数以水中悬浮的微生物或者从海底沉积物中摄取有机质为食，有的兼有以上两种摄食方式。在动物群中，有以其他生物为捕食对象的肉食类，如头足类、棘皮动物的海星等；有专门以死亡的生物的尸体为食的腐食动物；也有以藻类及植物为食的草食性动物。

3. **半深海或次深海生物区(深度 200～1000m)**

从陆棚边缘至深海盆地的地区，即大陆斜坡地带。海水平静，温度、盐度比较稳定，含氧量稍低。由于光线达不到水底，所以没有藻类生长，这样势必造成草食性生物的绝迹及肉食性动物的减少。底栖生物以食腐类生物为主，食腐生物以水层上部落下来的生物尸体为食，或在沉积物中寻找有机质碎屑为食。

4. **深海生物区(深度超过 1000m)**

指大陆斜坡以下的深海底部，是一个黑暗、寒冷(2～10℃)的深渊。深海底沉积物由上部降落的碎屑物质组成，其中很大一部分是一些远洋浮游生物的骨骼。沉积速率异常缓慢(每千年约数厘米)。有时被底部浊流冲刷搅动而再沉积。经现代深海勘探证明，深海动物群的类别和面貌与半深海和浅海区的相似，但种群密度和群落结构有显著差别。其动物群的数量锐减，以能适应黑暗寒冷的深海环境为特征的特殊类型的生物为主。许多鱼类、甲壳类的眼睛消失，代之以细长的触角和鳍，常能发光发电。这些生物普遍缺乏易溶的碳酸钙骨骼，多以海底淤泥中的有机物为食，或以腐败的尸体或细菌为食。深海生物区的水层部分主要为浮游及游泳生物，大多数的游泳生物死亡后，其钙质骨骼一旦落入深海区，就会被逐渐地溶解。只有一些硅质骨骼的放射虫可落入深海底而得以保存。因此在某种程度上说，深海生物区主要以浮游及游泳生物为主，而底栖生物极为少见。

第二节　生物的生活方式

根据海洋生物居住地段和运动方式的不同可以分为以下几种类型(图 6－1)。

1. **底栖生物**

指生活在水层底部，经常离不开基底的生物。底栖生物如果生活在基底表面以上则称为表生生物。有些表生生物营海底爬行或跳跃生活，称为底栖活动型生物，也有一些表生生物营海底固着生活，称为底栖固着生物。生活在基底表面以下的生物称为内生生物。一些内生生物在软基底的泥沙中营潜穴生活，也有一些在岩石上或坚硬物体上营钻孔生活。部分底栖生物如珊瑚与腕足类在幼虫阶段营浮游生活，而当幼虫固着以后，则变为底栖固着生活。

2. **游泳生物**

游泳生物具有游泳器官，能主动游泳，动物身体常呈流线型，两侧对称，运动、捕食和感觉器官较发达，如无脊椎动物中的头足类(包括鹦鹉螺类、菊石和乌贼等)和脊椎动物中的大多数鱼类及鲸类。

图 6－1　海洋无脊椎动物的生活方式示意图

(据 Raup and Stanley，1978)

(a)浮游生物及游泳生物；(b)、(c)底栖生物，生活于硬质(右)、软质(左)底质上，或软底质内(c)

3. 浮游生物

浮游生物没有真正的游泳器官，常随波逐流，被动地漂浮在水中。浮游生物的身体一般呈辐射对称，个体微小，骨骼不发育或质轻，壳常多刺以增大表面积，便于漂浮。浮游生物可分为浮游藻类和浮游动物两大类。前者包括硅藻、沟鞭藻和颗石藻等；后者包括原生动物的抱球虫类及放射虫类。许多无脊椎动物如海绵动物、腔肠动物及软体动物等的幼虫、大型的水母以及已灭绝的大部分笔石类均营浮游生活。此外某些生物往往附着在水草、树干或其他游泳生物的身体上，营被动的水中漂浮生活，称为假浮游生物。

陆生及淡水生物的生活环境包括陆地、河流、湖泊和沼泽等。它们的生活方式与海生生物的生活方式有类似之处。有底栖固着的各类植物及菌类，有底栖活动（包括爬行、行走和蠕动）的各类四足动物及昆虫、蚯蚓等无脊椎动物，其中有些生物可以在陆地上穴居；有河湖中游泳的鱼类、虾，浮游的藻类及小动物等；有空中飞翔的鸟类及昆虫等。

第三节　影响生物生存的主要环境因素

各种水生生物，包括底栖生物、游泳生物及浮游生物，它们的生存、繁殖和分布均与温度、深度、光照、含盐度、底质以及其他生物因素密切相关。而对于陆生生物来说，除温度、光照及生物因素外，海拔、湿度、水陆分布及空气条件等对它们的生活也起着很大的影响。下面将一些重要的环境因素及其对生物的影响概述如下。

1. 温度

温度是决定水域中生物的生存、繁殖和分布的最重要因素之一。温度主要来自阳光的照射，一方面它随着纬度及季节的变化而变化，另一方面又随水体深度的不同而改变。一般来说表层水体的温度变化较大，底层水体的温度较稳定。海水中仅在 250～300m 以上的水层才有季节性温度的变化，其下水层温度终年无大变化。另外，局部地区由于有大洋暖流通过，或因海底火山喷发或熔岩作用影响，可造成局部增温，有利于某些生物的生长和繁殖。陆地的温度除了受纬度的控制外，还受海拔高度的影响，一般温度随海拔的升高而降低。

另外，温度也控制着生物的分异度和分区。分异度是指在一定环境中生物种类的多少。一般来说，温度高的地区生物的种类也就越多，分异度也就越高；温度低的地区生物种类少，生物的分异度也低。如极地的生物种类比热带生物种类明显减少。分异度最高的地方往往是生物礁。生物礁发育在温暖、清澈、盐度正常的热带、亚热带浅海环境里。现代生物礁的分布严格受纬度的控制，主要分布在南、北纬 28°之间的热带浅海。因此通过对地层中生物礁地理分布的研究，可指示地史时期热带的位置。温度控制生物群分区的现象十分明显，不同温度气候带中生物群的面貌是不同的。另外，由于生物所产的卵的孵化需要有一定的温度条件，因此温度又控制和影响着生物的繁殖。

2. 水深

海洋中海水深度的变化影响到其他一系列的环境因素，深度同压力呈正比，同光线透射度呈反比。在一定范围内海水的深度又与温度的变化有关。由于深度会影响光线的透射度，所以水深控制着各类生物特别是绿色植物的垂直分布。如藻类的分布下限是水深 200 m，而在 15～50m 藻类最为丰富，这与透光性有关。另外由于光线中不同波长的光穿透海水的能力不同，造成不同类型的藻类在分布深度上的差异。如浅海近岸处生长蓝藻，在其下 20～30m 以褐藻最多，而红藻可分布在水深 30～200m。水深控制着植物的垂直分布，因此势必影响其他以植物为食的草食性动物的分布，并最终影响到肉食性动物的分布。深度对海洋生物分布的控制可通过和深度有关的透光度、压力、盐分的变化、温度、溶解氧及食物供应等对生物种的分布施加影响。图 6－2 表示的是各种底栖生物在不同海水深度中的分布情况。

3. 光线

光线与水深及水体的清澈度有关。与光照条件直接相关的是水底植物和浮游植物。根据水体中光照

的强弱可分 3 个带：①强光带：自水面至水深 80m 左右，本带内光线充足，植物能进行光合作用，因此浮游藻类及浮游动物都很丰富；②弱光带：水深 80m 以下至 200 m 左右，此带内浮游藻类已大量减少（但红藻和硅藻较发育）；③无光带：水深超过 200m，此带为黑暗区，植物绝迹，动物较稀少而特殊。因此地层中海生藻类化石的存在是浅海环境的重要标志。

对于陆生生物来说，有的动植物喜欢阴湿的环境，而有的则喜爱阳光充足的地方生活。

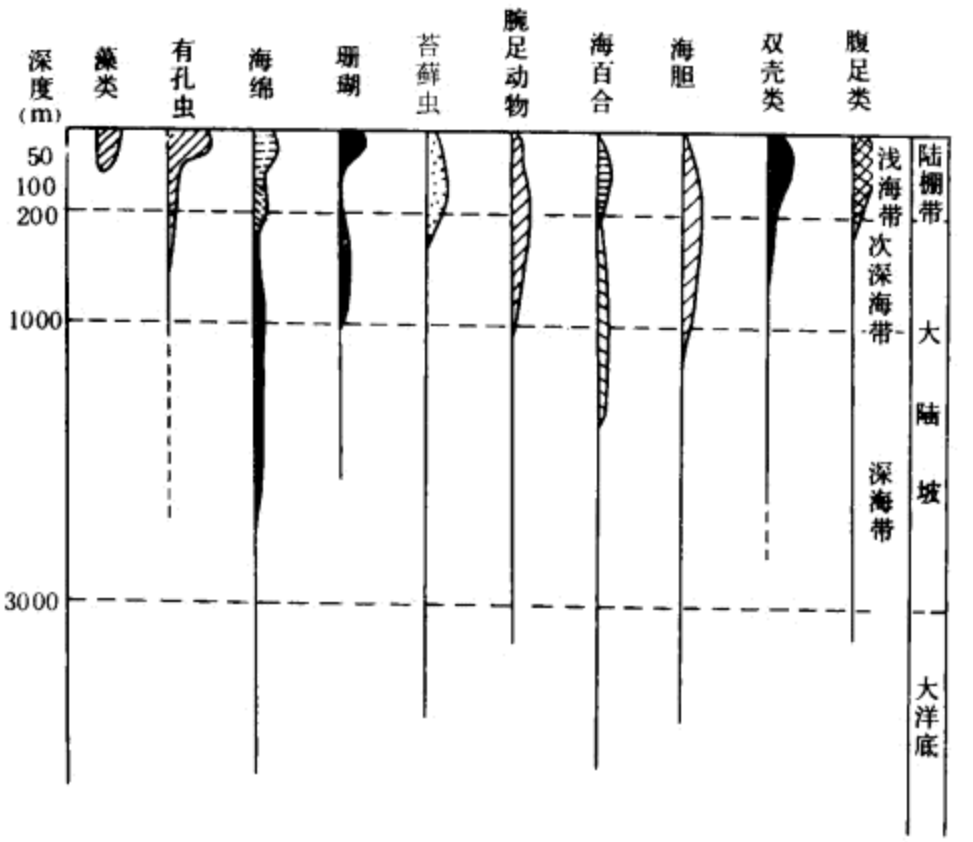


图 6－2　各种底栖生物与深度的关系（据杨式溥，1993）

4. 盐度

正常海水的含盐度为 35‰，干旱地区海水的盐度高于此值，如红海北部可达 40‰。在河流入海口，由于淡水的注入，有的地区海水的盐度可降到 16‰，如黑海。正常盐度海水中生物种类多样，但当海水的盐度升高或降低时，便出现海水的咸化或淡化，这都会引起生物在种类和数量上的变更，常表现为生物种类贫乏。只能适应正常盐度海水生活的生物称为窄盐性生物，如大多数的造礁珊瑚、头足动物及棘皮动物等；而能够适应盐度变化范围较宽的生物称为广盐性生物，如双壳类、腹足类及苔藓动物等。主要无脊椎动物和藻类与海水含盐量的关系如图 6－3 所示。

5. 底质

水中底栖生物居住所依附的环境物质称为底质。底质一般分为硬底质和软底质。硬底质如岩石、各种贝壳和其他坚硬的物体；软底质为含有各种砂砾、细砂和淤泥的沉积物。不同的底质有不同的动植物群，如沿岸岩石及贝壳上附着有许多藻类及各种具有固着能力的无脊椎动物，在潮间带各种硬底质中还可见钻孔生物，在砂质软底中则以潜穴为主，泥质软底中常有丰富的软体动物和节肢动物的甲壳类。

6. 气体

海水中主要气体有氧、氮、二氧化碳，此外还有硫化氢、甲烷及氨等。后三种气体对大多数生物是有害的。在滞流的深水及闭塞的海湾中，由于死亡生物大量聚集，在腐烂过程中产生大量的硫化氢等有害气体，对底栖生物的生长极为不利，只在上部水层中可有浮游或游泳生物生活。现代海洋中缺氧海区的典型例子是黑海。在地史时期的海相沉积中，也出现过缺氧的还原环境，如华南志留纪早期形成的黑色笔石页岩，岩石中有机质含量高，而且常见还原矿物黄铁矿，生物化石主要为浮游型的笔石类。

对于陆生生物来说，大气中各种有害气体（如 SO_2）也会危及它们的生存。

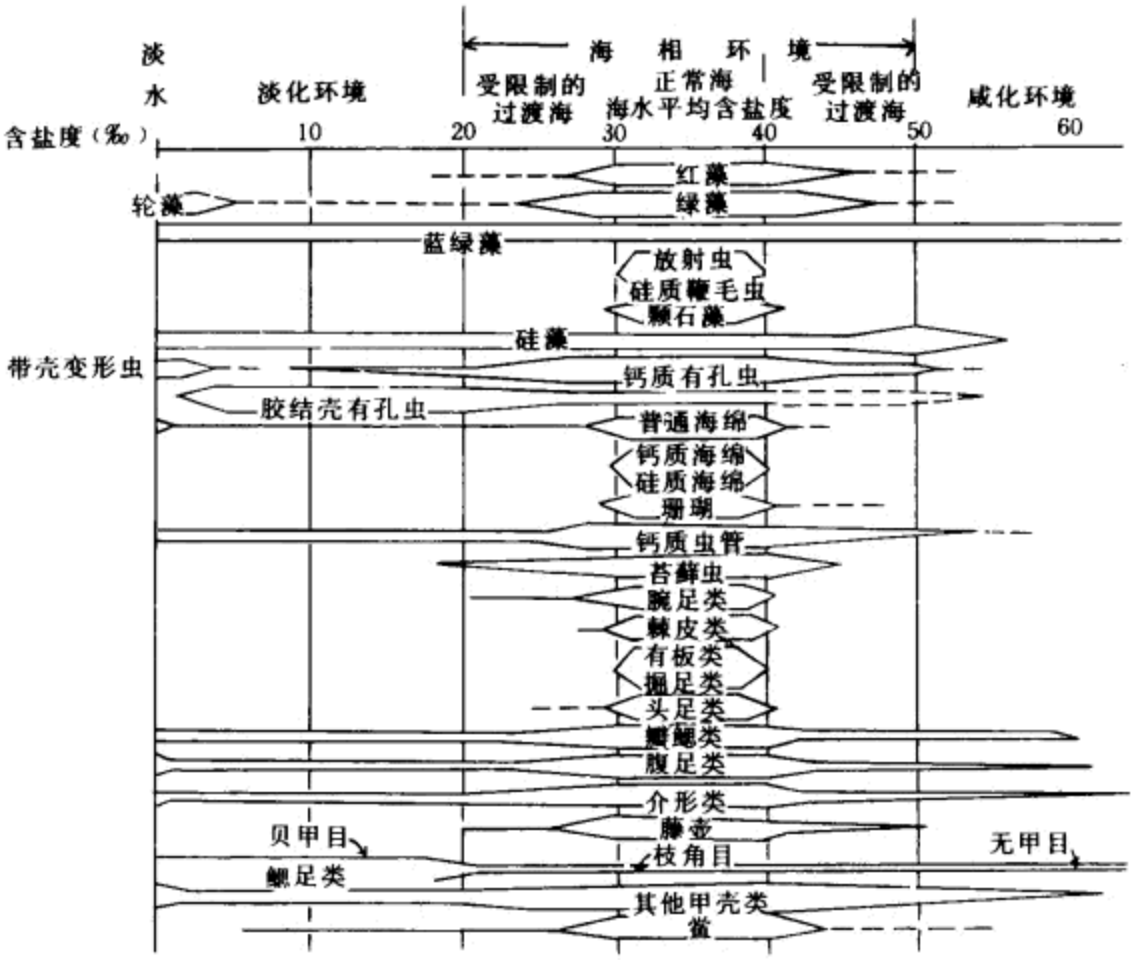


图 6-3　主要无脊椎动物和藻类化石分布与盐分的关系(据全秋琦、王治平,1993)

7. 海拔

同一纬度地带由于海拔的高低也会造成生物(特别是植物)的分带现象。高原地区由于寒冷、缺氧、植被稀少等因素的影响,导致动植物种类的减少。随着海拔的逐渐降低,气候由于冷转向温湿,植物由针叶、细叶类向阔叶类转化,同时植物种类也逐渐增多。如现代青藏高原地区主要为一些草本植物和细叶的红柳灌木丛,缺乏高大的乔木。

8. 生物因素

主要表现在各类生物在获取食物的相互关系上。这些关系包括获取食物的机制、捕食与被捕食的关系及共生关系等。相互有利的生物之间的关系称为共生,只对其中一方有利的称为共栖,对一方有利,而对另一方有害的称为寄生。在所有这些关系上,食物链的关系最为重要。如草原上有羊的地方常招来狼群。羊吃草、狼吃羊,由此构成一种食物链的关系。在这种食物链的关系中只要其中一个环节发生变化,就会影响到一系列与之有关的生物。如狼的存在,一方面威胁到羊的生存;但如果没有狼,羊就会肆意繁殖,毁坏草地,最终危及自身生存。故从某种程度上说"狼吃羊又有利于羊群的繁衍"。自然界的这种食物链法则很难用人类的道德准则来加以评判和衡量。在古生物化石的研究中,同一岩层中的各种化石,在未弄清楚它们之间的关系之前,可统称为伴生生物。图 6-4 表示的是一个简化了的食物网关系。

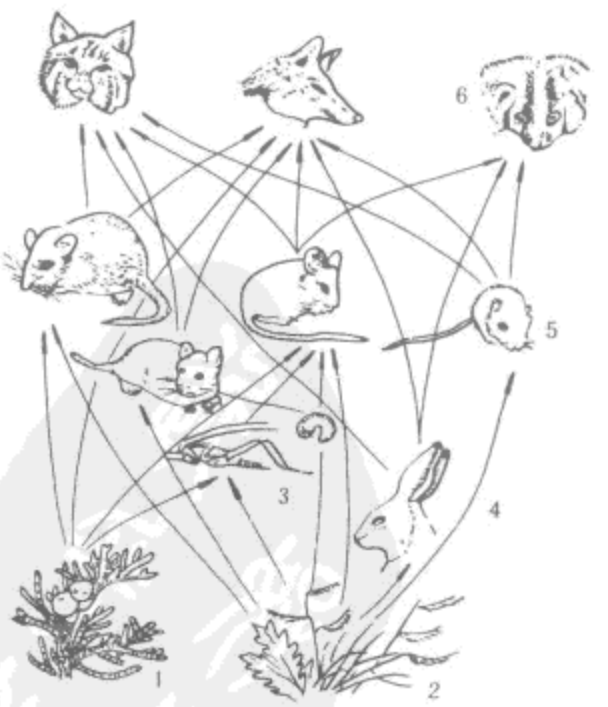


图 6-4　一个简化的食物网(据武汉大学等,1978)

1. 栎树;2. 草本植物;3. 节肢动物;4. 兔;
5. 啮齿动物;6. 食肉兽类

第四节　群落与生态系

所谓群落是指生活在一定的生态领域内的所有种的总和。该生态领域的范围可大可小，大可到一个海盆，小可至一个池塘。一个群落中某一种的所有个体的总和构成一个居群，因此群落是由居群所组成的。一个群落中往往存在着为该群落所特有的种，该种在其他群落中缺失或少见，可以用来作为该群落的标志，该种就被称为该群落的特征种。群落中个体数量最多的种，即竞争能力强、最适合于该环境的种称为优势种，而次要种是指群落中个体数量不多的种。

由群落及其所生存的环境共同构成一个统一的整体，该综合体就称之为生态系或生态系统。在生态系中，生命的和非生命的因素总是处在不停的相互作用过程中，各种物质和能量在不断地运行、调整和循环以维持整个生态系统的动态平衡。一般来说，要实现一个生态系统的整体运行和物质循环，其内部必须具有以下 4 种基本的组成部分。

(1)非生物的物质和能量，包括无机物、水、气体和日光能等。日光是生物能量的来源。

(2)生产者，也叫自养生物，主要是指藻类和植物。它们通过光合作用，同时吸收水土中的无机盐和水及空气中的 CO_2 等来合成植物淀粉和植物蛋白贮存在植物体中。植物的这种生产作用一方面维持了自身的生长和繁殖，另一方面也为其他草食性和杂食性的动物提供了食物来源。

(3)消费者，也称异养生物，主要是指动物。根据这些动物在食物链中所占位置的不同，可分为初级消费者、次级消费者和高级消费者。初级消费者主要是指草食性的动物，也包括食浮游植物的水生动物；次级消费者则以初级消费者为食；高级消费者则主要是指一些大型的肉食动物。但高级消费者不一定必须以次级消费者为食，它可以跨越某个环节直接以初级消费者为食，反映出生态系中食物和能量流动的交叉性和复杂性。此外寄生生物也通常归入消费者行列。

(4)还原者或分解者，主要是指微生物。这些微生物的作用主要是将生物体中复杂的有机物分解为简单的无机物并释放到无机环境中去，以供藻类和植物的再次吸收利用。还原者是生态系统中不可缺少的重要组成部分。

生态系统最简单的例子是池塘(图 6－5)。在池塘这样一个生态系统中，自养生物或生产者是其他各种有机体赖以生存的基础。自养生物产生的物质和能量经过初级消费者、次级消费者到高级消费者，但整

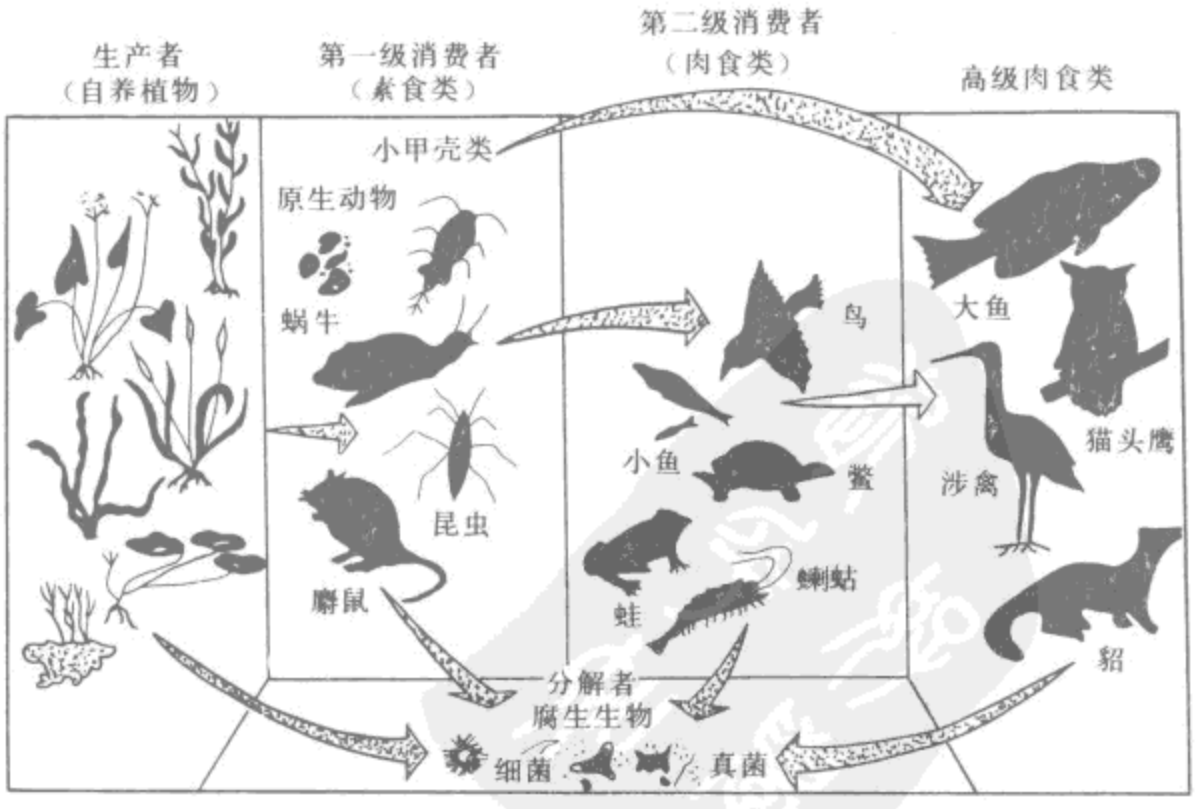


图 6－5　池塘食物网(据 Farb，1970)

个生态系统的全部有机体最终将供给分解者所分解。

第五节 环境的古生物学分析方法

环境与生物之间的这种互相作用、互相影响的关系使得我们有可能通过对古生物化石的研究来分析和推断古环境的特征。古环境的研究可以通过沉积学、地球化学和古生物学等不同的方法来进行。应用古生物学来分析环境的方法很多，这些方法包括指相化石法、形态功能分析法和系统的群落古生态分析法等。

1. 指相化石法

所谓指相化石是指能够反映某种特定的环境条件的化石。如造礁珊瑚只分布在温暖、清澈、正常盐度的浅海环境中，所以如果在地层中发现了大量的造礁珊瑚，就可以用来推断这种特殊的环境条件。再如舌形贝(*Lingula*)一般生活在浅海潮间带环境。

2. 形态功能分析法

解释古代生物的生活方式，除利用现代生物进行将今论古对比外，还可以利用形态功能分析的方法。所谓形态功能分析的方法就是深入地研究化石的基本构造，力求阐明这些构造的功能，并据此重塑古代生物的生活方式。形态功能分析的原理建立在生物的器官构造必须和外界生存条件相适应的基础上。在生物进化过程中，功能对器官和构造的变化起着重要的作用。生物的形态和生理同环境相适应是在生物长期进化过程中受到外界环境条件不断的作用和影响迫使生物不断地改变自身而形成的。如穿山甲、旱獭等穴居生物由于长期适应地下挖洞生活，使其四肢具有强健的爪子，而鱼类等由于长期适应游泳生活，则使其身体呈流线型并具有一些与游泳生活相适应的器官系统。再如生活在浅水动荡环境中的生物其壳体一般较厚，因为厚壳有利于保护生物，而壳薄、纤细的生物(如笔石等)则多适应于相对静水的环境中。

3. 群落古生态分析方法

群落古生态分析法主要是根据群落的生态组合类型来分析古环境，并根据不同生态类型的群落在纵向上的演替来分析推断古环境的演化过程。

在生态学研究过程中，将对应于群落的生存环境单位称之为小生境。无论是潮间带、浅海、半深海、深海还是生物礁体系中，均有与之相对应的生物群落。反过来，在古生态学研究中我们可以通过对地史时期生物化石群落的分析来推断其生存环境。但必须注意，由于古生物化石保存的不完整性，古生物群落只是原生物群落的一部分，大部分不具硬体的生物一般难以保存下来。在研究古生物群落时，还必须考虑生物化石的原地性。在没有弄清楚原地性的情况下，将在同一地点、同一层位上采集到的一群化石统称为化石组合，而不管其是否经过改造和搬运。而在群落的古生态研究中，必须考虑到生物埋藏的原地性。

群落的古生态研究一般包括以下几个步骤和内容。

(1)在被研究的地层中尽可能多地采集古生物化石，对化石产出的层位和岩性进行登记和描述。

(2)对每一层位上的化石组合进行解剖，识别出原地埋藏的化石和异地埋藏的化石。辨别原地埋藏和异地埋藏的主要标志有：①原地埋藏的生物化石往往保存较完整，表面细微构造往往未遭破坏，关节及铰合衔接构造没有脱落，表面无磨损现象。异地埋藏的化石群，个体保存多不完整，硬体的各部分经搬运后常遭磨损。原地埋藏的化石个体大小极不一致，包含有不同生长发育阶段的个体。异地埋藏的化石个体由于在搬运过程中的分选作用，常常个体大小较一致。此外生物保持原来生活时状态的为原地埋藏，异地埋藏的生物不保持其原来的生活状态。②遗迹化石大多为原地埋藏，除粪化石及蛋化石等可能为异地埋藏外，其他如足印、钻孔及潜穴等由于其铭刻在沉积物表面或内部，不能被搬运，故均为原地埋藏。③化石的生态类型与其沉积环境的一致性，原地埋藏的化石群所反映出来的生态特征与其围岩所反映出来的沉积环境相一致，异地埋藏的化石群所反映出来的生态特征常与围岩所反映出来的沉积环境相矛盾，或几种不同生态环境下生活的生物化石保存在一起。④不同时代的化石保存在一起时，老的化石应该是异地埋藏。这种情况往往是由于保存在老地层中的化石被重新风化剥蚀出来而后再次沉积到新地层中所造成

的。

(3)在确定原地埋藏和异地埋藏之后，就要对原地埋藏的化石进行群落的丰度和分异度的统计。所谓丰度是指群落中各个物种中个体数量的百分比；分异度是指群落中物种数量的多少，即物种的多样性情况。每种生物在群落中所占的百分比可以用直方图来表示。

(4)通过对群落的丰度统计，来确定群落中的优势种、次要种和特征种，并对各个群落进行命名，群落常以其优势种的名称来命名。

(5)通过对群落的分异度统计，可以确定群落中种群的数量，根据各种群的生态习性来进一步弄清各群落中的营养结构及群落内部能量的流动情况。必须指出，由于古生物化石保存的不完整性，构成古生物群落的化石往往只是原来群落的一部分。

(6)根据群落在被研究的地层剖面上的垂直分布及群落类型自下而上的演替，就可以推断沉积环境从早到晚的变化情况。其中，生物的生活习性是指示环境的一个标志，底栖生物、浮游生物、游泳生物、遗迹化石类型、孢粉类型等都可以用来指示不同的生活环境；分异度是指示生态环境的一个标志，分异度高，也就是说种群的数量多，则说明该环境适合多种生物的生长，其环境应该较优越。分异度越低，说明其环境只适合少数物种的生活，其环境条件相对较动荡多变。

第七章 地层形成的沉积环境、沉积作用和古地理

作为地层的主体部分，沉积地层是在不同的沉积环境中通过不同的沉积作用形成的。因此地层形成的沉积环境和沉积特征是地史分析的重要方面。地层形成的沉积环境包括沉积环境内部的物理特征、化学特征、生物特征和古地理背景，以及在这种沉积环境中形成的沉积物特征。由于地层占有的时间长、分布的空间广、内容丰富，因此在沉积环境分析中必须利用多种方法，进行多学科的综合和概括。

第一节 沉积相和沉积环境

沉积环境指一个具有独特的物理、化学和生物条件的自然地理单元（如河流环境、湖泊环境、滨海环境等），而沉积相则是特定的沉积环境的物质表现，即在特定的沉积环境中形成的岩石特征和生物特征的综合。沉积环境在岩性特征上的表现即为岩性相，在生物特征上的表现即生物相。

沉积相在横向（空间）上的变化称为相变。地史时期的沉积相研究，往往从地层剖面入手，从垂向顺序中分析相的更替。19 世纪末期，德国学者瓦尔特（Walther，1894）提出："只有那些目前可以观察到是彼此毗邻的相和相区，才能原生地重叠在一起。"这就是著名的瓦尔特相律，亦称相对比原理。其大意是相邻沉积相在纵向上的依次变化与横向上的依次变化是一致的，即可以根据相邻沉积相在纵向上或横向上的变化预测其在横向上或纵向上的变化。值得指出的是，相对比原理的应用前提是沉积环境为连续渐变，地层为连续沉积，沉积作用方式相同。对事件沉积（如浊流沉积、风暴沉积）而言，在连续的沉积作用过程中，由于沉积作用方式的规律变化形成的沉积相，在时空分布上也服从相对比原理，即相在垂向和横向上的变化具有一致性。虽然事件沉积和背景沉积各自的时空分布均服从瓦尔特定律，但由于它们是不同沉积作用方式的产物，所以在沉积相分析时应区别对待。

对地层的沉积特征进行综合分析，确定沉积相，恢复沉积环境条件即为相分析。自发地孤立地运用现代沉积环境与其产物的关系来推断古代沉积物或地层的形成条件的"将今论古"思想在很早以前就已出现。莱伊尔提出的现实主义原理是指导沉积相分析的基本原则。近代沉积学方面的重大进展（如浊积岩、生物礁、远洋沉积等），都与现代沉积作用的重新深入研究有关。但是，地质作用赖以发生的环境因素和介质本身是随着时间的推移以不同速度和规模变化的，运用现实主义原理进行沉积相分析时，切不可机械地套用现代模式，而应遵循辩证和历史发展的规律进行现实类比分析。只有这样才能对历史时期中环境条件作出正确的判断。

第二节 沉积环境的主要识别标志

由于在一个特定沉积环境内存在着一系列独特的物理、化学和生物作用，因此就形成独特的沉积特征组合。我们把这些能反映沉积环境条件的沉积特征称为相标志。归纳起来主要包括生物标志（参阅第六章）、物理标志和岩矿地球化学标志 3 大类。

一、物理标志

地层沉积环境的物理标志主要包括岩石的颜色、结构和沉积构造等。

1. 沉积物颜色

大多数情况下，沉积物颜色与其所含色素类型及多少有关。一般来说，浅色的岩石含有机质低，多形成于浅水、动荡和氧化条件下，如海滩成因的砂岩。而在深水或静水和还原条件下多形成暗色岩石，如沼泽和深海沉积等。在岩石中具有含铁离子的矿物时，紫红色反映强氧化条件，如红层。而暗绿色则反映相对还原的沉积环境。

2. 沉积物结构

沉积物结构包括粒度、圆度、分选、定向性和支撑类型等。一般来说，粒度粗、圆度高、分选好、颗粒支撑的岩石反映较高能量的沉积条件。相反，粒度细、圆度低、分选差、杂基支撑的岩石形成于较低能的水体中。

3. 原生沉积构造

主要包括层面构造、层理构造、准同生变形构造、生物及化学成因构造。

(1)层面构造

层面构造主要包括反映介质流动状态的波痕、冲刷痕、压刻痕及各种暴露标志。波痕是指流水、波浪或风作用于非黏性沉积物表面留下的波状起伏的痕迹，按其成因可分为流水波痕、浪成波痕及风成波痕。当水流能量加强，常在下伏沉积物，尤其是泥质沉积物表面形成冲蚀的槽状痕迹，称为冲刷痕。沉积物中携带的粗粒物质(如砾石、生物介壳)在下伏沉积物顶面刻画出的各种痕迹，称为刻压痕(如沟痕)。冲刷痕和刻压痕是重力流沉积中常见的沉积构造。暴露构造指沉积物间歇暴露于大气中时在沉积物表面形成的沉积构造，如泥裂、雨痕、食盐假晶及足迹等。通常反映沉积盆地边缘间歇性暴露条件，如潮上带、湖滨环境等。

(2)层理构造

层理构造是指垂直岩层层面方向上由沉积物成分、颜色、粒度及排列方式的不同显示出来的纹层状构造。根据形态可分为以下类型。

①平行层理和水平层理[图 7-1(a)]　二者的纹层均相互平行且与层面一致，但平行层理是高流态条件下的沉积，沉积物粒度粗(中粗砂级)，纹层不清晰不连续，沿层面易剥开。而水平层理反映静水条件，沉积物粒度细(泥质)，纹层清晰且连续。

②交错层理[图 7-1(b)～(f)]　交错层理由一系列与层面斜交的内部纹层组成层系，层系之间由层系面分隔。交错层理可以根据其形态分为板状、楔状、波状和槽状交错层理等多种类型。依据交错层理的形态、大小、前积层倾角和方向等可判断出水动力特征和古水流方向，进而帮助识别古环境。流水作用一般形成高角度的板状交错层理，而冲洗作用则形成低角度(<10°)的楔状交错层理(冲洗层理)，进退潮流作用则形成双向的鱼骨状(或羽状)交错层理。

③均质层理和块状层理　二者均为用肉眼甚至用仪器也难以识别内部纹层，即无层理构造。块状层理内部成分不均一、大小混杂，反映未经分选的沉积物经快速堆积而成，如冲积扇。而均质层理内部成分粒度均一，反映单一成分的快速堆积或由生物扰动破坏原生层理所致，如洪水期的深-浅湖沉积，生物扰动后的潮坪或陆棚沉积等。

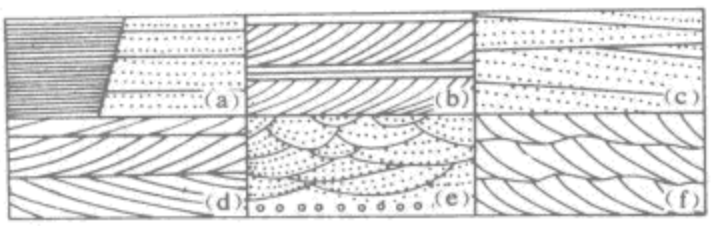


图 7-1　水平层理、平行层理和交错层理

(a)水平层理(左)和平行层理(右)；(b)板状交错层理；(c)楔状交错层理(冲洗交错层理)；(d)鱼骨状交错层理；(e)槽状交错层理；(f)波状交错层理

④递变层理　递变层理以沉积颗粒的粒度递变为特征，可分为粒序递变和粗尾递变两种。粒序递变层理从底到顶沉积物颗粒均变细，一般认为由牵引流作用形成。粗尾递变细粒物质作为杂基从底到顶均

有分布，仅颗粒向上变细，一般认为由重力流作用形成。递变层理底部具明显冲刷面，尤其是粗尾递变与底部冲刷面、槽铸型等，常作为识别浊流沉积的重要证据。

(3)准同生变形构造

准同生变形构造是指沉积物沉积之后、固结之前发生塑性变形形成的构造，它仅局限于上下非变形层之间以区别于后生构造，常见的准同生变形构造有负载构造、包卷层理、滑塌构造等。准同生变形构造发育于快速堆积(沉积物来不及及时脱水)或具有原始倾斜的沉积层中。由于沉积物的液化和侧向流动，就可形成具复杂揉皱的包卷层理，差异压实作用及构造不稳定(如地震的颤动)常形成上覆粗粒层下沉或下陷到下伏松软沉积层中形成负载构造、枕状和球状构造。原始陡倾的沉积斜坡可使沉积物下滑形成滑移构造和滑塌构造。因此根据准同生变形构造的类型和强度可以帮助认识沉积盆地性质及堆积速度、构造活动性等。

(4)生物及化学成因构造

生物及化学成因构造的类型繁多，常见的如鸟眼构造和叠层状构造。鸟眼构造指白云岩或灰岩中大小约 1mm 左右的蠕虫状或不规则状亮晶方解石充填体。多数学者认为鸟眼构造形成于潮坪环境，由藻类腐解留下孔隙或者气泡，经亮晶方解石和石膏充填而成。叠层构造是一种常见的生物成因沉积构造。现代潮坪上叠层石发育。推测古代叠层石主要形成于潮坪等浅水沉积条件。

一般来说沉积环境物理标志主要反映沉积环境的物理特征，如介质的性质(水、风、冰)、能量条件(水流速度、波浪强度等)和搬运方式(牵引流、重力流)。除此之外，部分物理标志还具古气候和古构造意义。前者如藻叠层构造和食盐假晶，后者如滑塌构造，递变层理等。

二、岩矿标志

1. 沉积物结构组份

沉积物的结构组份可以反映其沉积历史、物源及沉积介质的特征。如纯净的石英砂岩形成于浅水高能条件(如海滩环境)；鲕状灰岩多形成于水质清洁的动荡浅水环境(如鲕粒滩、坝)；富含长石、不稳定岩屑的杂砂岩形成于颗粒未经充分簸选的快速沉积场所(如断陷盆地)；以灰泥为主的泥状灰岩则反映低能的沉积条件(如陆棚或泻湖沉积)。

一些特殊的沉积岩石和沉积矿产的出现不仅对沉积相的确定具重要意义，而且可以帮助了解地层形成时期特定的古地理、古海洋和古气候特征。如将在后续章节中出现的礁灰岩、竹叶状灰岩、藻纹层灰岩、膏溶角砾岩、白云岩、磷块岩、含笔石的黑色页岩、含菊石或放射虫的硅质岩、条带状硅铁沉积、煤和铝土矿等。

2. 自生矿物

自生矿物指沉积期或同生期形成的原生矿物，它们通常是沉积介质物化条件的反映。如海绿石、磷灰石主要形成于浅海沉积环境；石膏、岩盐等蒸发岩类矿物形成于盐度过饱和的干旱气候条件；黄铁矿的出现往往反映缺氧还原的沉积条件。

三、其他标志

除上述各类标志外，沉积相的纵向变化序列、横向变化关系及沉积体的空间几何形态在沉积相恢复中亦可发挥重要作用。如海滩沉积多为带状或席状，三角洲和海底扇多呈扇状。浊流沉积具鲍马序列(详见本章第三节)，曲流河沉积多具二元结构等(详见本章第四节)。综合上述各方面证据，尤其是那些在多方面具指相意义的标志，才能正确分析地史时期古环境特征。

第三节 主要沉积环境的沉积特征

以海平面为标志，地表沉积环境可以分为陆地环境、海洋环境和海陆过渡环境。现代地表沉积环境类型多样且千差万别，但从地质历史角度看，各种环境的沉积记录的保存潜能大不相同，地质历史时期的古

地理、古气候、古海洋背景与今天的面貌也有极大差别。因此本节重点介绍地质历史时期中一些常见的沉积环境及其沉积相特征。

一、陆地环境沉积相类型

1. 冰川沉积

在大陆冰川地区，被冰川刨蚀裹携的碎屑物质被搬运至冰融区堆积下来称为冰积层。其砾石多呈棱角状，大小混杂，表面多具擦痕。在冰积层之上或沿横向追索可出现具层理构造的冰湖或冰海等冰水沉积。当冰川直接流入海中，浮冰所携带的碎屑可在远岸带因浮冰融化而下落，这样，各种大小的碎屑无规律地分布于细粒海洋沉积物中，砾石表面可发育冰川擦痕，有时还可见到由细粒围岩组成的水平层理被压弯而呈“落石”特征，这种沉积物称冰海砾泥沉积。

2. 河流沉积

河流是陆地环境中重要的地质营力之一，各种类型的河流沉积广布于现代地表和古代地层中。河流可分为平原河流和山间河流。山间河流河道较直、流速大、切割深，主要保存河床粗碎屑沉积。山间河流在出山口常形成各种以粗碎屑为主的冲积扇。沉积物多呈紫红色，块状构造，无化石或含脊椎动物骨骼碎块。平原区河流流速小、河谷宽、河曲发育(图 7－2)，主要有河道、砂坝和泛滥平原沉积。河道沉积底部为砾石层，其中砾石常具定向排列，为河底滞留沉积，整体呈透镜状分布，与下伏沉积层呈冲刷侵蚀接触。向上逐渐过渡为点砂坝沉积，以岩屑或长石石英杂砂岩为主，具大型板状或槽状交错层理。向上渐变为小型交错层理和水平层理。颗粒粒度也向上变细，一般缺乏生物化石，偶具脊椎动物骨骼或树干碎块。天然堤以细砂至粉砂岩为主，发育小型槽状交错层理及水平层理。泛滥平原沉积以粉砂质泥质为主，发育均质层理或水平层理、泥裂和雨痕。洪水冲溢天然堤形成的决口扇沉积，以粉砂岩为主，发育小型波纹交错层理，生物逃逸迹是常见的遗迹化石[参见图 7－12(a)]。当蛇曲发展促使河流改道，就会形成废弃河道和牛轭湖，牛轭湖最终被淤塞形成泥炭沼泽沉积呈透镜状夹于河流沉积层序中。

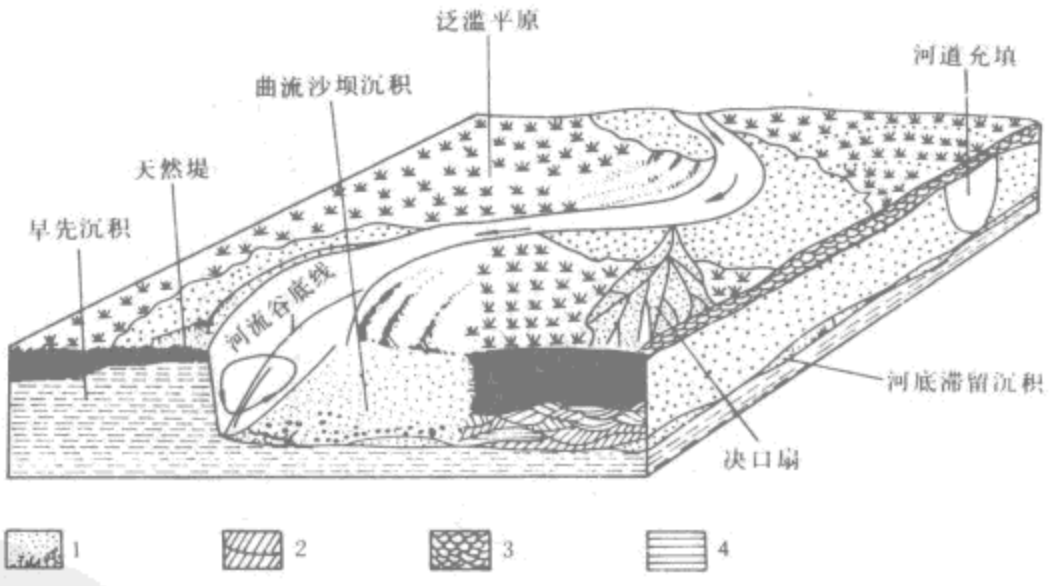


图 7－2　曲流河沉积模式图(据 Allen，1970)

1. 粒度递减；2. 交错层理；3. 交错纹理；4. 平行层理

3. 湖泊沉积

湖泊是陆地上的半封闭或封闭水体，其沉积物分布广泛，常形成重要的沉积矿产。湖泊中主要水动力为波浪和湖流。大型湖泊潮汐作用明显，从滨湖到深湖，随湖水深度增加，水动力逐渐减弱，因此沉积物由滨湖经浅湖到深湖粒度逐渐变细，层理类型从交错层理逐渐变为水平层理，形成近同心的环带状分布。当有河流进入时，河流入湖处形成小型三角洲。

湖泊受气候影响明显。在潮湿气候区，降雨量大于蒸发量，多为淡水湖泊，以细砂岩，粉砂岩及黏土岩

为主。湖滨地带可出现粗碎屑沉积。在大型淡水湖泊里，泥灰岩、介壳灰岩、油页岩也极为常见。淡水湖泊中养料充分，透光度好，含氧充足，宜于生物大量繁殖。因此淡水湖泊中常发育淡水双壳类、腹足类、介形类、叶肢介及鱼类、植物碎片、昆虫和脊椎动物化石，形成特有的湖生生物组合。在干旱气候区，蒸发量大于降雨量，则可形成以化学沉积为主的高盐度咸水湖泊和半咸水湖泊。随着湖泊干枯，湖泊面积缩小，水体变浅，在滨湖地区常见干裂等暴露构造。湖泊干枯过程中，依次出现石膏、岩盐和钾盐等矿物。半咸水湖和咸水湖中除发育少量广盐度的双壳、腹足、介形和鱼类外，一般化石稀少。

在地层中河流相和湖泊相往往共生保存，这在我国中、新生代地层中极为常见。除大型稳定背景的河湖相沉积盆地外，一些小型的夹有粗碎屑及火山物质的断陷盆地河湖相沉积也极为发育。在河湖相之间可夹有湖相三角洲沉积。相对于海相沉积来说，陆地环境沉积物成分成熟度、结构成熟度均较低，宽/厚比也较小，陆生动植物及湖相淡水生物发育。

二、海陆过渡环境沉积相

海陆过渡环境位于陆地和海洋的过渡地带，它既受海洋的影响，也受陆地上地质营力（如河流作用）的影响，一般指三角洲环境。三角洲是携带大量碎屑物质的河流在入海处因流速减缓而堆积形成的大型扇状沉积体。其形态和结构可受河流、波浪、潮汐及岸流的改造而发生变化。以河流作用为主形成的典型三角洲在平面上呈鸟足状，由陆向海分为三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲（图 7－3）。

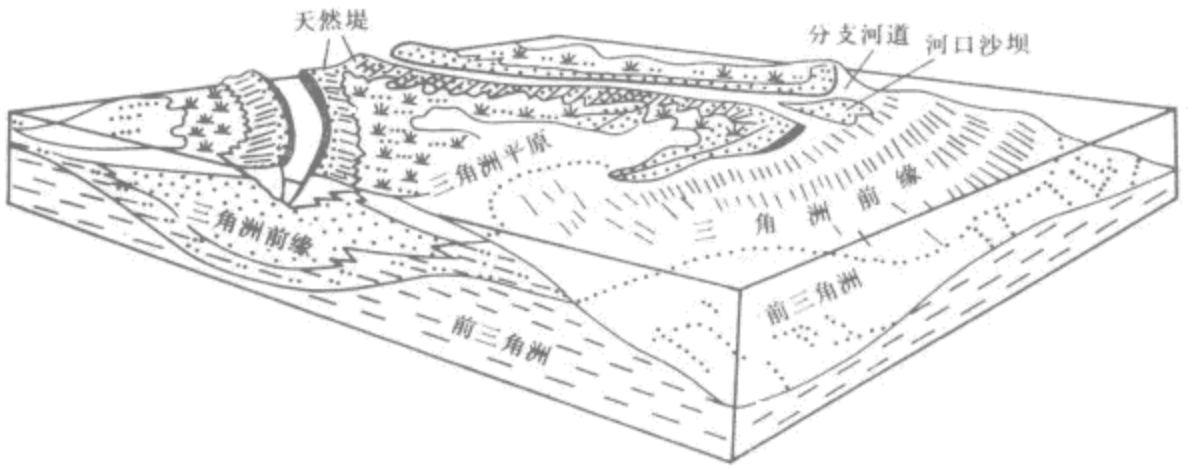


图 7－3 现代三角洲的立体模型

（据何起祥，1978）

三角洲平原是三角洲的陆上部分，以分支河道砂质沉积为主，也包括泛滥平原和湖沼沉积的粉砂、黏土和泥炭以及天然堤和决口扇沉积。三角洲前缘为浪基面以上的三角洲水下部分，主要包括分流河口砂坝、远砂坝、分流间湾和三角洲前缘席状砂沉积。前三角洲位于三角洲前缘的前方，处于浪基面以下，以富含有机质的泥质沉积为主，水平层理和均质层理发育。

在三角洲向海推进过程中，形成自下而上由前三角洲泥→三角洲前缘粉砂和砂→三角洲平原砂质沉积为主的向上变粗沉积序列[参见图 7－12(b)]。特殊的沉积环境条件使得三角洲沉积物中可发育陆生生物—广盐度生物组合。

三、海洋环境沉积相类型

现代海洋约占地球表面积的 71%，在地史时期海相地层分布广泛，因此是地史沉积学分析的主要对象。根据海水深度和海底地形，海洋环境可分为滨海（浪基面以上）、浅海（浪基面至 200m 水深，或称陆棚或陆架）、次深海（水深为 200～3000m，包括大陆斜坡和陆隆）和深海（水深大于 3000m，深海平原）。

滨海区又称海岸带。受波浪、潮汐、岸流作用的影响强烈，海岸地形分异大，同时也是沉积作用最活跃和最复杂的地区。以波浪作用为主的滨海地区形成海滩沉积，以潮汐作用为主的地区形成宽阔的潮坪沉积，在两者过渡的情况下则形成障壁砂坝-泻湖沉积体系。

1. 陆源碎屑滨浅海沉积

陆源碎屑海滩沉积以纯净石英砂岩为主，粒度向海变细，成分成熟度和结构成熟度均较高。在高波能区以物理沉积构造为主，如平行层理、低角度板状、楔状交错层理和冲洗交错层理[参见图 7－12(c)]。而中-低能区则交替发育物理和生物成因的沉积构造。生物化石多为碎片，零星或透镜状分布。

潮坪沉积环境可以分为潮上带(平均高潮线以上)、潮间带(平均高潮线与平均低潮线之间)和潮下带(浪基面至平均低潮线之间)。低潮线附近为潮坪环境中的高能带，以砂质沉积为主。向陆或向海沉积物粒度逐渐变细，以粉砂和泥质为主[参见图 7－12(d)]。常见潮汐成因的交错层理，如透镜状层理和压扁层理。由于涨潮和退潮潮流的作用，在潮间带至潮下带常发育向陆方向分枝的潮沟(潮汐通道)。潮沟侧向迁移可以形成砂和粉砂交替的侧向加积层理。

在障壁砂坝-泻湖沉积体系中(图 7－4)，障壁砂坝以砂质沉积为主，发育大型板状、槽状交错层理、平行层理。在其入潮口两侧形成扇状的涨潮三角洲和退潮三角洲。障壁砂坝之后(向陆一侧)为泻湖沉积环境，沉积物以泥岩为主，发育水平层理或均质层理。随与外海的连通状况及古气候背景的不同，水体盐度可以咸化或淡化，因此生物组合多为广盐度特点。

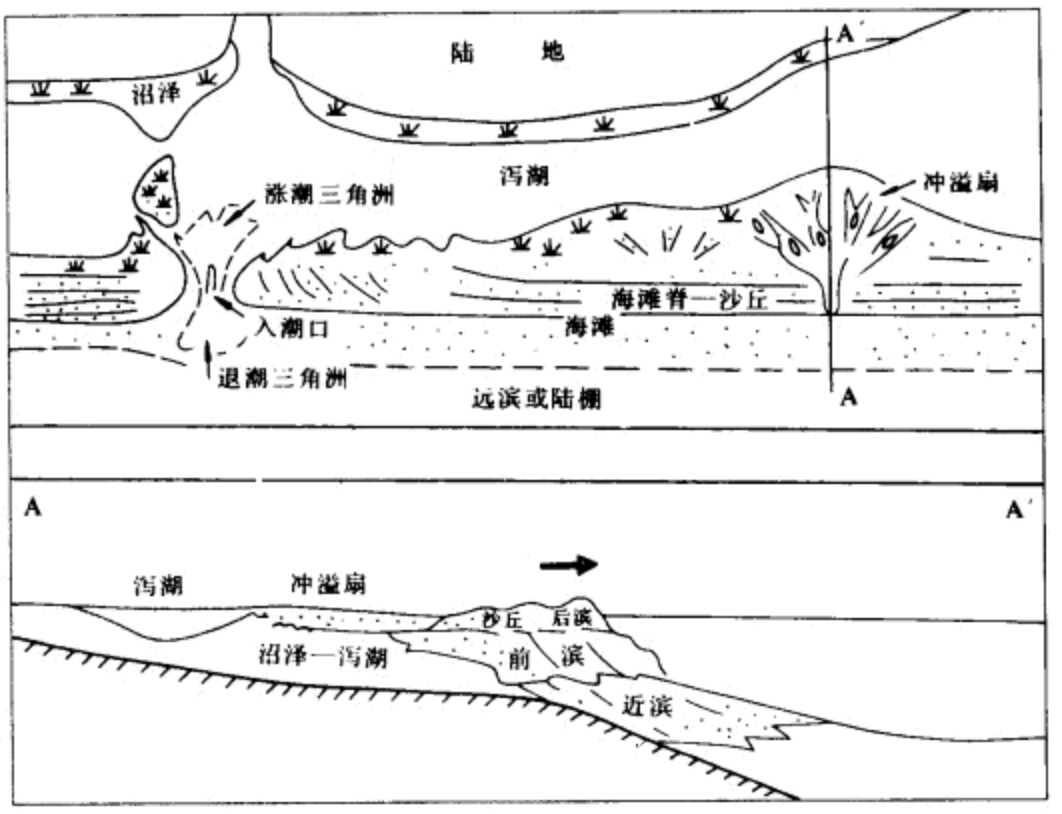


图 7－4　障壁砂坝-泻湖沉积体系模式图

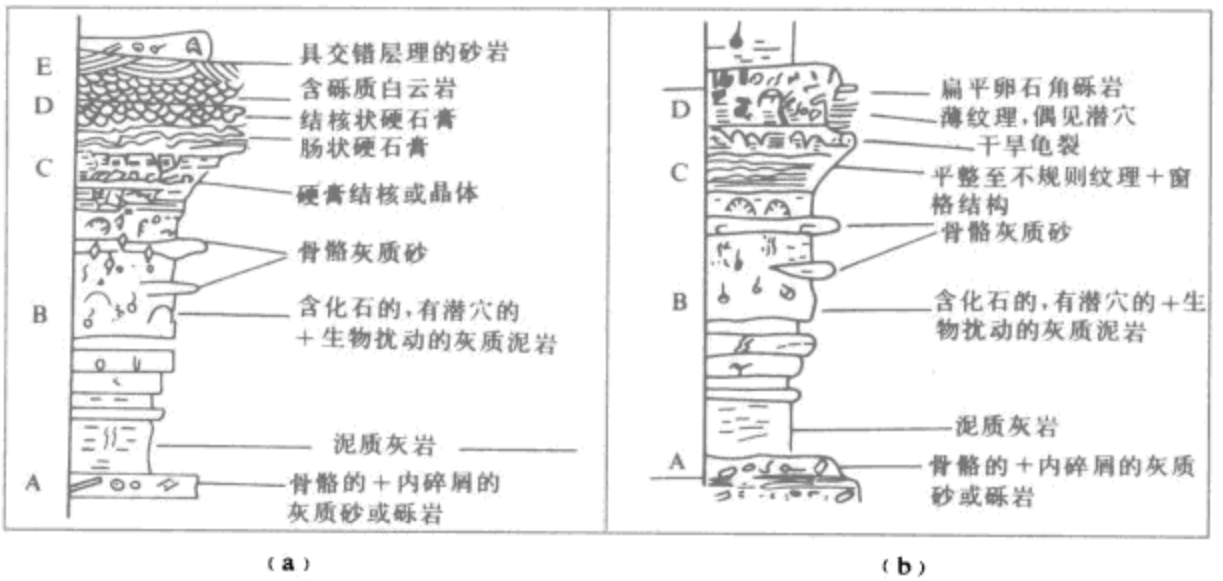
(转引自王良忱、张金亮，1996，简化修改)

浪基面以下的浅海陆棚沉积环境，水体相对较为平静，含氧正常，盐度稳定，因此底栖生物化石丰富、保存完好，沉积物多为砂泥质互层。但该区有时可受到风暴流、潮流和洋流的影响，受潮流控制的浅海陆棚主要出现于大潮差(3～4m)的半封闭海。潮流作用形成与潮流方向平行的潮砂脊，潮砂脊以砂岩为主，砂粒圆度高、分选好，具双向交错层理，沉积序列为向上变粗。受风暴作用控制的陆架主要发育在低纬度(5°～20°)地区，典型的风暴岩序列由 3 部分组成：下部为滞留的砾石或生物介壳层，底为冲刷面或渠模；中部为具丘状层理或浪成层理的砂质和生物碎屑沉积，为风暴浪作用形成；上部为泥质沉积，泥岩中生物潜穴发育，生物扰动强烈。

2. 浅水碳酸盐沉积

(1)碳酸盐潮坪根据其形成古气候背景的不同可以分为两种(图 7－5)。在干旱炎热的气候条件下，如现代的波斯湾地区的潮坪，称萨勃哈沉积。由于雨量少、蒸发量大，沉积物中含大量的自生蒸发盐类矿物，如石膏、硬石膏和石盐。硬石膏等结核层中可发育特殊的网状结构或盘肠状构造。自生蒸发盐类矿物的沉淀提高了地下水中的镁/钙离子比值，引起广泛的白云岩化作用。如果在沉积过程中发生淡水淋滤，

则蒸发岩将被溶解而形成塌陷角砾岩。在气候温暖潮湿的地区，潮下带往往为粗粒生物碎屑灰岩，向陆方向粒度变细，逐渐被藻纹层灰岩和白云岩所取代，鸟眼构造和干裂等暴露标志常见。



(a) (b)

图 7-5 碳酸盐潮坪沉积序列

(转引自王良忱、张金亮，1996)

(a)海岸萨勃哈，(b)正常(潮湿型)潮坪；A，B. 潮下带；C. 潮间带；D，E. 潮上带

(2)生物礁是浅水碳酸盐沉积中一种特殊的沉积体，它既可以发育在沿岸形成岸礁，也可出现在陆棚上形成障壁礁(或堡礁)，沉积物以骨架岩、黏结岩和障积岩为主。古生代造礁生物以四射珊瑚、海绵、古杯、苔藓虫、层孔虫为主，中生代以后主要为六射珊瑚和厚壳蛤等。生物礁的形成不但为其后侧(向陆方向)和前侧(向海方向)提供了大量的碳酸盐沉积物，而且直接影响着周围水体的能量、含氧量、温度、含盐度以及生物的发育，因此礁后往往形成顶部相对平缓的浅水碳酸盐台地，发育对环境耐性较强的生物群，礁前则形成礁前角砾岩。

(3)陆棚碳酸盐沉积环境内除发育有与陆源碎屑沉积环境相对应的风暴沉积外，主要为含生物碎屑灰岩和泥晶灰岩及其与泥灰岩和页岩的互层，具正常海相生物群组合。生物潜穴、结核状和瘤状构造常见，生物扰动作用强烈。

3. 次深海，深海沉积

次深海和深海沉积环境中主要有远洋、半远洋背景沉积和海洋重力流事件沉积两种。现代深海沉积主要为褐色黏土、抱球虫软泥和放射虫软泥等组成。地质历史中远洋、半远洋沉积则为含远洋浮游生物，如含笔石、三叶虫的泥质页岩和放射虫硅质岩等。对现代深海沉积物的深入研究发现，洋流作用也可在远洋盆地中形成各种砂体，砂体中发育波痕、小型交错层理等流动构造。

海底重力流沉积主要发育于大陆边缘。重力流作用形成的碎屑流和浊流沉积在空间上形成海底扇沉积体系。浊积岩是海底扇沉积的主体，经典的浊积岩由完整的鲍马序列 5 部分组成(图 7-6)。此外重力流沉积还包括岩崩作用形成的碎屑堆，滑移和滑塌形成的变形程度不等的异地堆积岩块和沉积物。地史学中常把巨厚的由深海浊积岩及其他重力流沉积组成的综合体称为复理石沉积。

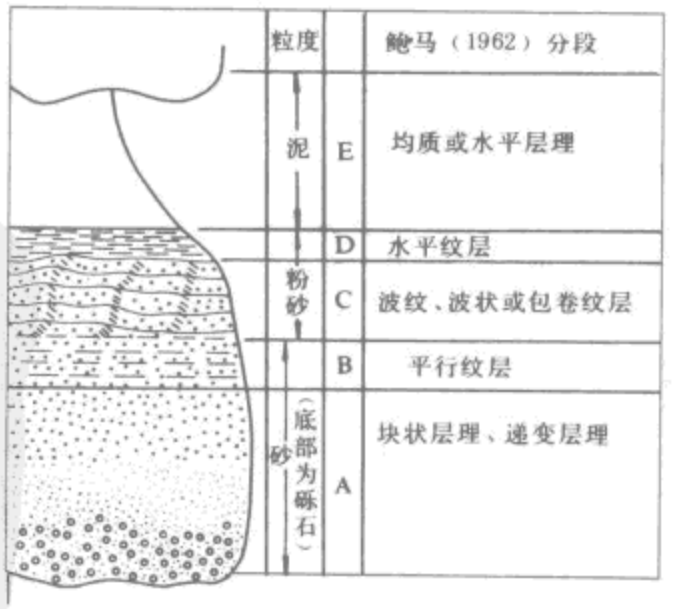


图 7-6 浊积岩中的鲍马序列

(据 Middleton 和 Hampton，1976)

第四节　地层形成的沉积作用

沉积地层占地层的绝大部分，它们是在一定的沉积环境中，通过一定的沉积作用形成的。因此，地层学的许多基本原理和基本概念都是从对沉积作用过程的认识和理解提出的。20 世纪 70 年代以来，由于沉积学领域的飞速发展，也促使了地层学的巨大进步。本节着重介绍地层形成的沉积作用以及与地层形成有关的地层学、沉积学基本原理。

一、纵向堆积作用、横向堆积作用和生物筑积作用

1. 纵向堆积作用

纵向堆积作用是指沉积物在水体中自上而下降落，依次沉积在沉积盆地底部的沉积作用。由于水体中的沉积物，主要是悬浮状的沉积物，象“雨滴”一样自由降落，因此可以形象地称之为“沉积物雨”。这种“沉积物雨”降落过程中形成的地层型式即为所谓“千层糕式”的地层模型。“千层糕式”的地层，是指地层一层一层的水平叠覆而成的岩层组合。纵向堆积作用形成的地层具以下特征：沉积地层的时间界面一般是水平或近于水平的，它与岩性界面是平行或基本平行的。

纵向堆积作用是地层学建立以后 200 余年中绝大多数地质学家所持有的传统概念，这种概念至今仍在某种程度上统治着地层学的一些领域。在纵向堆积作用的思想指导下，产生了一系列传统地层学的原理，如 Steno(1669)的原始水平性原理、原始侧向连续原理和地层叠覆原理的“三定律”。原始水平性原理认为，沉积作用所形成的岩层沉积时是近于水平的，而且所有的岩层都是平行于这个水平面的，现在人们看到的非水平地层都是后来构造作用改造的。原始侧向连续原理认为，沉积地层中的岩层在侧向上是大规模甚至全球性连续的，或者延伸到一定的距离逐渐尖灭。如果野外一个岩层不能连续追索而突然中断，说明它不是原始形成，而是构造作用改造的。地层叠覆原理认为，沉积地层的原始状态自下而上是从老到新的，如果这种顺序被改变，说明有构造作用的改造。叠覆原理是 Steno 三定律中最著名且最有影响的，并一直作为地层学最重要的一般原理。

现代沉积学研究表明，“沉积物雨”式的纵向堆积作用主要发生在悬浮沉积的条件下，比较典型的如深湖悬浮沉积、远洋悬浮沉积、火山灰沉积等。因此，纵向堆积作用形成的地层是很有限的。在这些沉积环境和这些沉积作用下，上述传统地层学的原理是适合的，但在非纵向堆积作用的情况下，这些原理的应用就要受到限制。

2. 横向堆积作用

横向堆积作用是沉积地层形成的主要作用方式，它是由 Weimer(1978)提出的一个重要的地层学概念。横向堆积作用是指沉积物的颗粒在介质搬运过程中沿水平方向位移，当介质能量衰减时而沉积下来。由于横向堆积作用类似于推土机的推土作用，因此可以形象地称之为“推土机式”的沉积作用。比较典型的如曲流河河道侧向迁移形成的侧向加积作用、河流作用为主的三角洲与海滩、障壁沙坝的进积作用以及滨岸沉积的退积作用等。在曲流河的发展过程中，河道受侧向侵蚀作用的影响向凹岸迁移，并在凸岸沉积；逐渐形成凸岸点砂坝向凹岸方向迁移；与此同时，河流的天然堤、洪泛平原等也随之迁移；因此形成的沉积物的时间界面是倾斜的，与沉积物的岩性界面有一定角度(图 7-7)。河流作用为主的三角洲、海滩和障壁沙坝具有相似的进积作用过程。以障壁沙坝为例，在障壁沙坝向海推进的过程中，沉积物颗粒沿着倾斜的沉积表面沉积，在前滨和临滨部位，沉积物以中、粗粒沉积为主，而在远滨部位主要沉积黏土和细粒沉积，因此也造成时间界面和岩性界面的不一致(图 7-8)。从更大范围上讲，海平面的变化、沉积基底的构造升降、陆源沉积物供给的多少、砂泥比例等都能引起相对海平面变化，从而造成海平面向大陆方向侵进(海进)或海平面向海洋方向退却(海退)。与之对应，海进过程中地层形成向大陆方向的上超(超覆)，在海退过程中地层向海洋方向的退却或下超(退覆)(图 7-9)。从而造成大区域的地层时间界面和岩性界面的不一致。

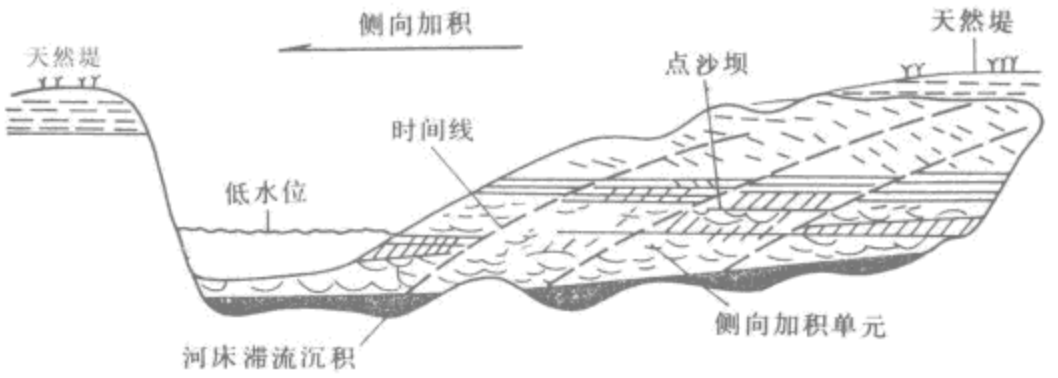


图 7－7　曲流河侧向迁移形成的侧向加积

（据 Ricard，1962）

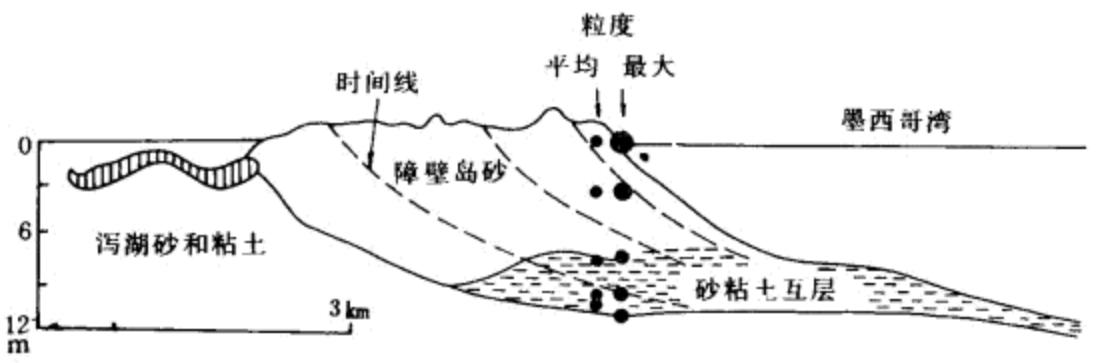


图 7－8　障壁沙坝向海推进形成的进积

（据 Davis，1983；Bernard 等，1962）

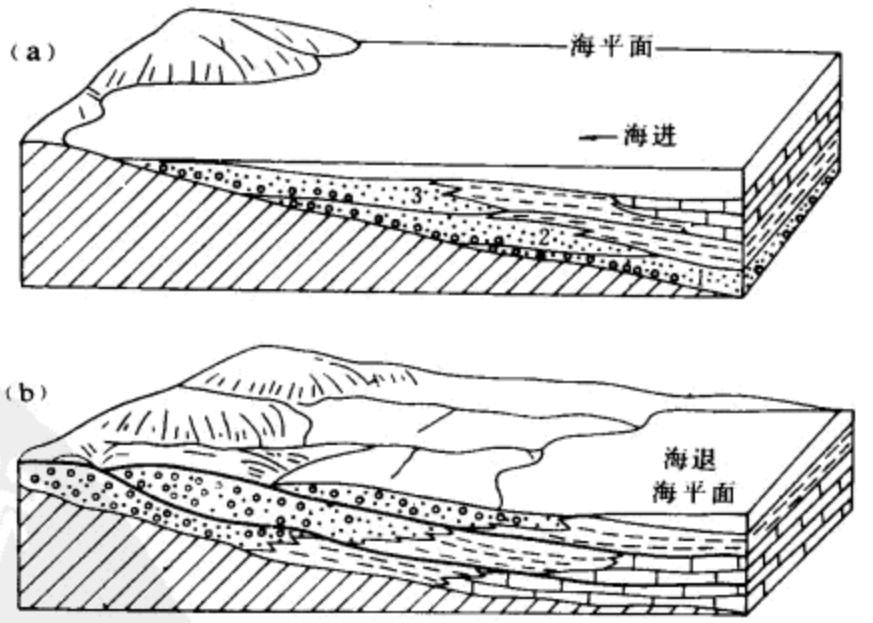


图 7－9　海进(a)和海退(b)及其形成的超覆和退覆的示意图

（转引自刘本培，1986）

作为沉积地层主要的形成方式，横向堆积作用形成的地层具以下特征：沉积地层的时间界面一般是非水平的，地层的时间界面与岩性界面一般是不一致或斜交的。对横向堆积作用的认识导致了穿时普遍性原理的产生(Shaw，1960)。穿时普遍性原理认为：①在原地形成沉积地层时，岩层之所以能够在空间上连续延伸，其唯一的途径是通过海平面的相对升降(海进、海退)造成沉积环境的迁移或变化来完成。②在异地(外来)沉积物沉积的过程中，岩层之所以能以正常顺序连续出现，其唯一的途径是通过形成该岩层的介

质总能的侧向迁移而形成。如果这种机械能的迁移是在缓慢的过程中完成的，则形成的岩层可以侧向连续且穿时。因此，穿时普遍性原理可以归纳为：在所有横向堆积作用过程中形成的岩石地层必然是穿时的。

3. 生物筑积作用

生物筑积作用是生物礁型沉积地层形成的一种特殊方式，它是指造架生物原地筑积而形成地层的作用方式。由于原地生物首先形成生物格架，之后才充填填隙物，类似于现代建筑中的钢筋混凝土结构，因此可形象称之为"钢筋水泥式"堆积作用。生物筑积作用所形成的地层一般呈丘状隆起，岩层多具块状构造，这是由于生物生长的向阳性和生物筑积速率快所决定的。生物筑积作用主要受海平面变化、生物礁的生长速率（表现为生物礁体顶面的水深）、沉积基底的构造沉降及三者的相互关系（表现为相对海平面变化）控制。如图 7－10 所示，在相对海平面下降过程中[图 7－10(a)]，生物礁为了维持正常生长必保持适当的水深，因此生物礁必然向深水地区迁移，形成生物礁成因的地层侧向加积。在相对海平面稳定阶段[图 7－10(b)]，生物礁为了维持生存，也必然向深水地区迁移形成侧向加积。上述两种情况形成的岩性界面和时间界面都是不一致的。在第三种情况下，相对海平面持续逐渐上升[图 7－10(c)]，生物礁为了维持自身生存，必然向上生长，从而形成垂向加积。此时，地层的岩性界面和时间界面基本上是一致的。综上所述，在垂向加积的情况下，生物筑积作用所形成的地层基本上符合传统的地层学原理。而在侧向加积的情况下，所形成的地层则与传统地层学原理不相符合，而与地层的穿时性普遍性原理相符。

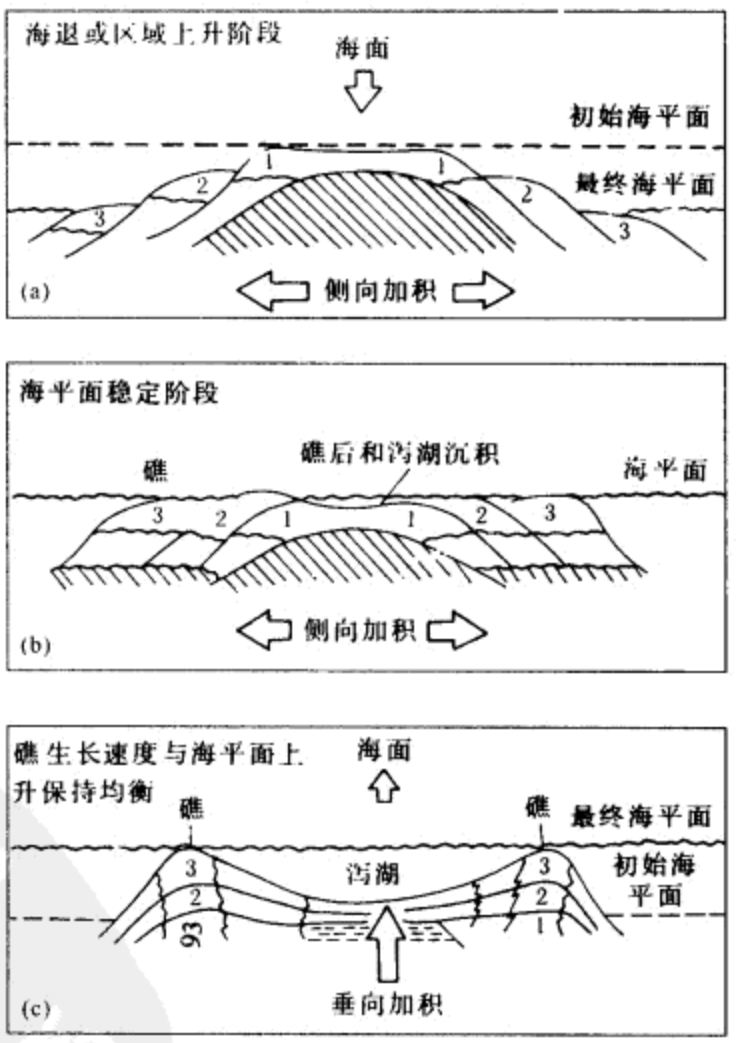


图 7－10　生物礁形成的侧向加积(a)、(b)和垂向加积(c)示意图

（据 Langman，1981）

二、旋回沉积作用和非旋回沉积作用

地层垂向上的规律组合和变化，即地层的旋回性是现代理论地层学及应用地层学研究的一个重要方面。这种旋回性在不同时间、空间尺度上均有表现，这里主要讨论的是露头尺度上的岩层的旋回性。地层

的旋回性是由地层的旋回沉积作用形成的。所谓旋回沉积作用，是指在一定的沉积环境中由于环境单元的变迁，或在一定的沉积作用过程中由于作用方式的变化导致地层沉积单元纵向上规律重复的沉积作用。不同的旋回沉积作用形成不同的旋回沉积序列。相反，不能够形成这种规律重复的沉积作用是非旋回沉积作用。

控制地层旋回沉积作用的因素主要是沉积盆地内的环境因素（如沉积环境中环境单元的变化所造成的环境水动力条件、物理化学条件、生物条件的变化），也包括沉积盆地的背景因素，如海平面变化、沉积物的物源性质、盆地基底的构造活动及古气候等。它们也是通过沉积基准面（海平面、湖平面等）的变化去影响沉积作用的。根据旋回沉积作用的形成机理，可以将旋回沉积作用划分为不同的类型：一是由沉积体自身作用为主的旋回沉积作用。典型的如生物筑积作用。由于生物的向阳性和生物的快速生长作用，生物体可以在原地增殖形成各种不同的生物筑积体（典型的如生物礁、生物丘等）。当生物筑积的速率和海平面升降速率不均衡时，就会造成不利于生物生长的环境变化而使生物筑积体向侧向迁移，从而形成生物筑积体地层单元的旋回性变化，即旋回沉积序列。当生物筑积速率大于海平面上升速率时，生物筑积体会出现向深水区的侧向加积，生物筑积体表现为向上变浅的旋回沉积序列[图 7－11(a)]。当生物筑积速率小于海平面上升速率时，生物筑积体会向浅水区迁移，造成向上变深的旋回沉积序列[图 7－11(b)]。二是在沉积背景相对稳定的条件下，由于沉积盆地内环境单元的变迁形成的旋回沉积作用。典型的如曲流河、潮道的侧向加积作用，三角洲、海滩、障壁沙坝、潮坪的进积作用等。如前所述，在曲流河侧向加积过程中，由于环境单元的侧向迁移，使沉积单元也随之侧向迁移，从而造成向上变细的旋回沉积序列[图 7－12(a)]。潮道的侧向加积作用与曲流河相同，也形成向上变细的旋回沉积序列。三角洲、海滩、障壁沙坝及潮坪在向海推进的过程中，由于近岸的环境单元向海推进，浅水沉积覆于向海一侧的深水沉积之上，从而形成向上变浅的旋回沉积序列[图 7－12(b)、(c)、(d)]。三是由于突发性的事件形成的旋回沉积作用，如浊流作用形成的鲍马序列（参见图 7－6）。它并不是由于环境单元的变化形成的，而是由于沉积作用方式的变化形成的。在浊流沉积的过程中，早期为典型的重力流作用，所以形成具递变层理的砂岩段（A 段），随着浊流沉积作用方式的变化，牵引流作用的加入，逐渐形成 B～D 段的沉积。四是由于沉积背景因素的影响，造成相对海平面的升降变化，从而引起海进或者海退，形成地层的旋回性变化。这种相对海平面的升降变化，一方面可以形成旋回沉积序列，同时也可以破坏由其他旋回沉积作用形成的旋回沉积序列而使其更复杂。

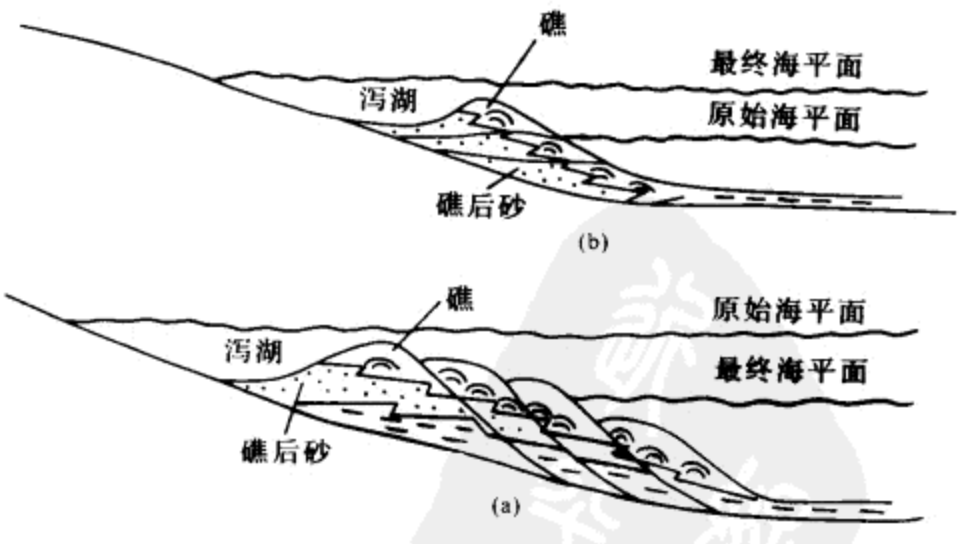


图 7－11　生物筑积作用引起的生物筑积体的侧向迁移形成的旋回沉积序列

(a)海平面下降；(b)海平面上升

由旋回沉积作用形成的旋回沉积序列是现代地层学研究的一个重要方面，也是建立地层单位的重要基础。

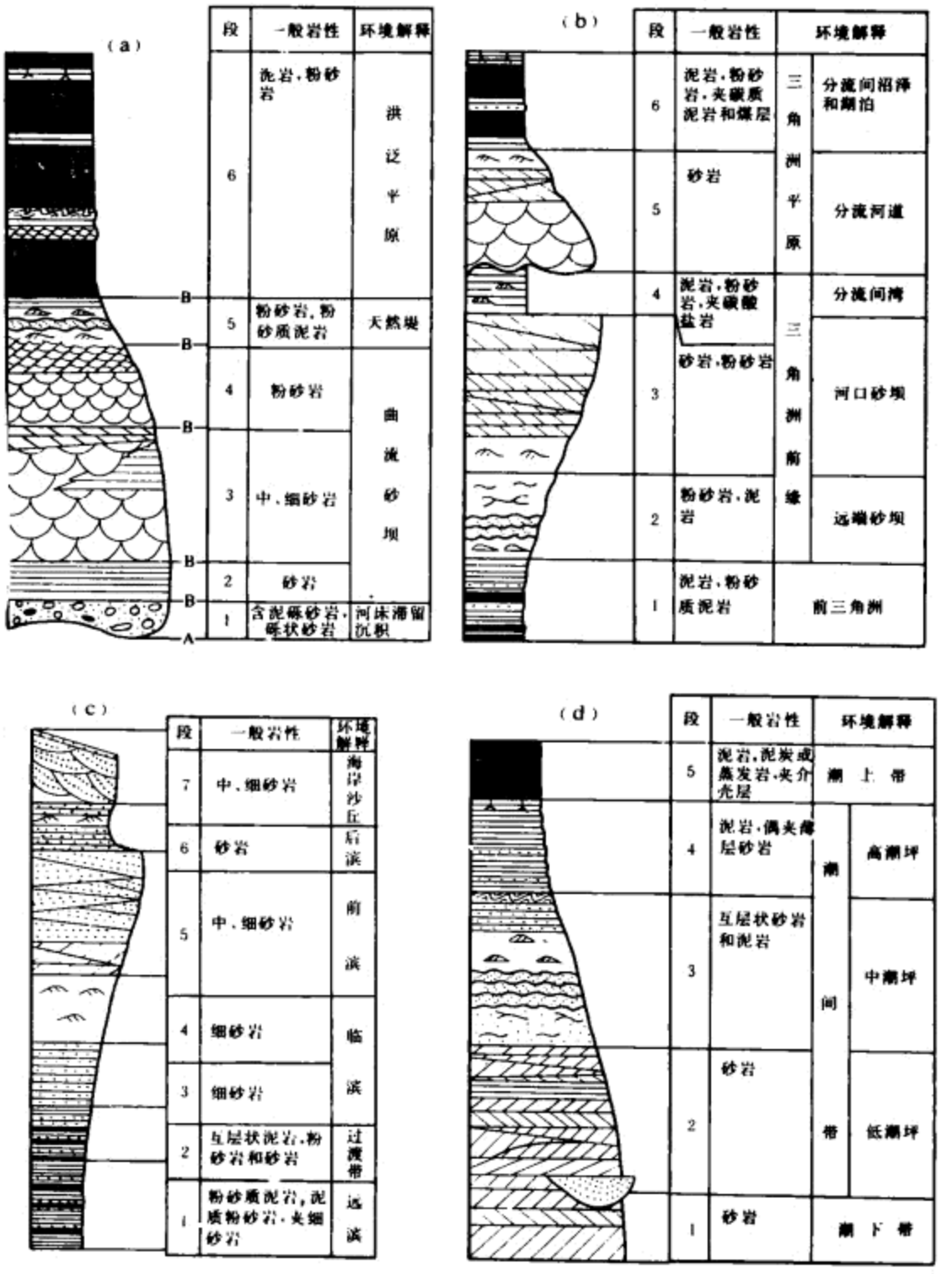


图 7－12　不同沉积环境中环境单元的侧向迁移形成的旋回沉积序列

（据《沉积构造与环境解释》编写组，1984，综合简化）

(a)曲流河；(b)河流作用为主的三角洲；(c)海滩；(d)碎屑岩潮坪

第五节　地层形成的古地理分析

古地理分析是在综合沉积学、古生态学、古气候学、古构造学及地球化学等资料的基础上，再造地史时期的自然地理景观，即再造沉积和剥蚀区的景观。古地理分析对于分析研究区的自然环境变迁、沉积盆地与构造演化具有重要的理论意义，对于查明沉积矿产的形成、分布规律也具有重要的应用价值。

一、古地理分析的主要内容

古地理分析的主要内容包括陆源区分析、沉积区限定、古岸线确定、古水体物理化学条件分析、古水深

(环境)分析等。

1. 陆源区分析和沉积区限定

陆源区分析主要包括古陆或剥蚀区的判断、古地形分析、物源区性质及母岩判别等。一般来说,如果地层没有遭受剥蚀,侵蚀区没有地层沉积,侵蚀区和沉积区的界限位于地层沉积厚度等于零的部位。没有地层沉积的区域为剥蚀区,具有不同厚度沉积的区域为沉积区。按照构造隆升的程度,剥蚀区可以分为准平原化的剥蚀区和山地剥蚀区,这是古地形研究的内容。山地剥蚀区来源的沉积物多为粗粒、块状到厚层状,成分成熟度和结构成熟度低的砾岩、砂砾岩,堆积在沉积盆地的边缘。而准平原化的剥蚀区来源的沉积物多为细粒,成分成熟度和结构成熟度高的砂岩、粉砂岩和泥岩,堆积在沉积盆地边缘。从沉积相上讲,山地剥蚀区来源的沉积多为冲积扇、扇三角洲、辫状河等沉积,而准平原化的剥蚀区来源的沉积多为曲流河、稳定滨湖相沉积或滨海相沉积。物源区性质及母岩判别是盆地构造性质研究的重要方面,不同的物源区(如大陆克拉通、大陆基底、岛弧、火山弧、造山带等)带来不同的沉积物。物源区及母岩的性质可以通过砾岩的组分、砂岩矿物组合及岩屑组分、碎屑重矿物组合等判别。由于砾岩的砾石、砂岩的岩屑直接来自于物源区,砾石和岩屑的成分直接反映母岩类型,反映物源区性质。

2. 古岸线的确定

除了地层厚度指示岸线之外,湖岸和海岸还受波浪、潮汐和岸流影响。海岸带潮汐作用明显,大型湖泊也存在微弱的潮汐作用。因此岸线附近一般发育滨湖、滨海沉积,这些沉积物中发育各种波浪、潮汐及岸流形成的沉积构造和砂体,也发育泥裂、雨痕、冰雹痕、介壳滩、砾石滩、海岸蒸发岩、叠层石等特殊的沉积构造和沉积物。对于早期沉积被后期改造破坏或被后期构造破坏的地区,滨岸沉积的识别对古岸线的确定尤其重要。

3. 古水体物理化学条件分析

水体介质的物理化学条件包括温度、盐度、含氧量(Eh 值)、酸碱度(pH 值)等。

古温度、古盐度可以通过生物化石组合、沉积标志、地球化学标志判别。一般来说,生物可以分为窄盐度生物、广盐度生物、淡水生物,不同的水体保存不同类型的生物化石。淡水生物保存在河流、湖泊等淡水水体中;广盐性生物保存在三角洲、泻湖、干旱海岸带环境中;窄盐性生物保存在正常、开放的海洋环境中;生物丰度高、分异性强,反映盐度正常,水体温暖。从正常盐度到高盐度的水体,可形成一系列化学成因的标志性矿物,其形成顺序为方解石→白云石→天青石→石膏→石盐→钾盐。特别是白云岩中的天青石、萤石、重晶石和与蒸发岩共生的正玉髓为高盐度水体的指示矿物,而海绿石、胶磷矿等形成于正常盐度的水体中。水体古温度、古盐度也可以利用碳、氧稳定同位素判别,此处不再赘述。

水体介质的含氧量通常通过对氧化还原敏感的变价元素形成的矿物去判别,一般来说,常用的含铁矿物由氧化条件到还原条件出现的顺序是:褐铁矿→赤铁矿→海绿石→鳞绿泥石→菱铁矿→黄铁矿。因此含原生黄铁矿、菱铁矿的沉积为强还原环境,含原生褐铁矿、赤铁矿的沉积为强氧化环境。沉积物的颜色也可以帮助判别氧化还原条件,通常暗色的沉积形成于还原环境,红色、黄色的沉积形成于氧化环境。

水体介质的酸碱度也可以通过一些指示矿物判别。表 7-1 是判别酸碱度的一些标志矿物。另外,含煤的沼泽环境形成于强酸性的水介质,含黄铁矿的黑色页岩通常形成于弱碱性的水体介质。

表 7-1 判别水体介质酸碱度的标志矿物(据刘宝珺、曾允孚,1985)

标志矿物类别 \ 酸碱度	弱酸性	中性	弱碱性	碱性	强碱性
碳酸盐类		菱铁矿	白云石、铁白云石、菱锰矿	方解石	
铁硫化物类	白铁矿	黄铁矿			
黏土矿物类	高岭石、埃洛石	拜来石、蒙脱石、埃洛石、伊利石		钙镁蒙脱石、镁蒙脱石	

4. 古水深(环境)分析

古水深分析主要依靠生物化石标志、沉积标志等。大部分的海相生物与水深关系密切(参见图 6-

2)，因此可以通过生物类型和组合判别古水深。沉积构造是反映古水深的重要标志，浪及面以上的浅水地区发育多种类型的波浪、潮汐、岸流形成的沉积构造和砂体分布；蒸发岩多形成于滨岸浅水地区（如潮坪、泻湖等）；生物礁多形成于0～50m水深的浅水环境；鲕粒灰岩形成于温暖浅海环境，水深一般不超过10～15m。

沉积环境和沉积相分析是古地理分析的重要基础，通过沉积环境和沉积相的识别，可以恢复沉积盆地内部的沉积物分布规律。

二、古地理图

古地理图是古地理研究的图示，也是古地理研究成果的最重要表达方式。

按照比例尺，古地理图可以分为概略性的古地理图（≤1∶500万）、小比例尺的古地理图（1∶200万～1∶500万）、中比例尺的古地理图（1∶50万～1∶100万）、大比例尺的古地理图（≥1∶20万）。比例尺越小，图幅地理范围越大，比例尺越大、图幅地理范围越小。所以概略性和小比例尺的古地理图一般用于巨域或区域构造演化分析；中比例尺的古地理图主要用于成矿带成矿规律研究和成矿预测；大比例尺的古地理图可直接用于找矿和矿床预测研究。

古地理图的编图单元视比例尺不同而异。概略性和小比例尺的古地理图一般用沉积类型、沉积组合编图，反映不同类型的沉积组合的分布、海陆格局等（详见第11～15章各纪古地理图）；中比例尺和大比例尺的古地理图一般用沉积相或岩性组合为编图单元（图7-13），故又常称为沉积古地理图或岩相古地理图。

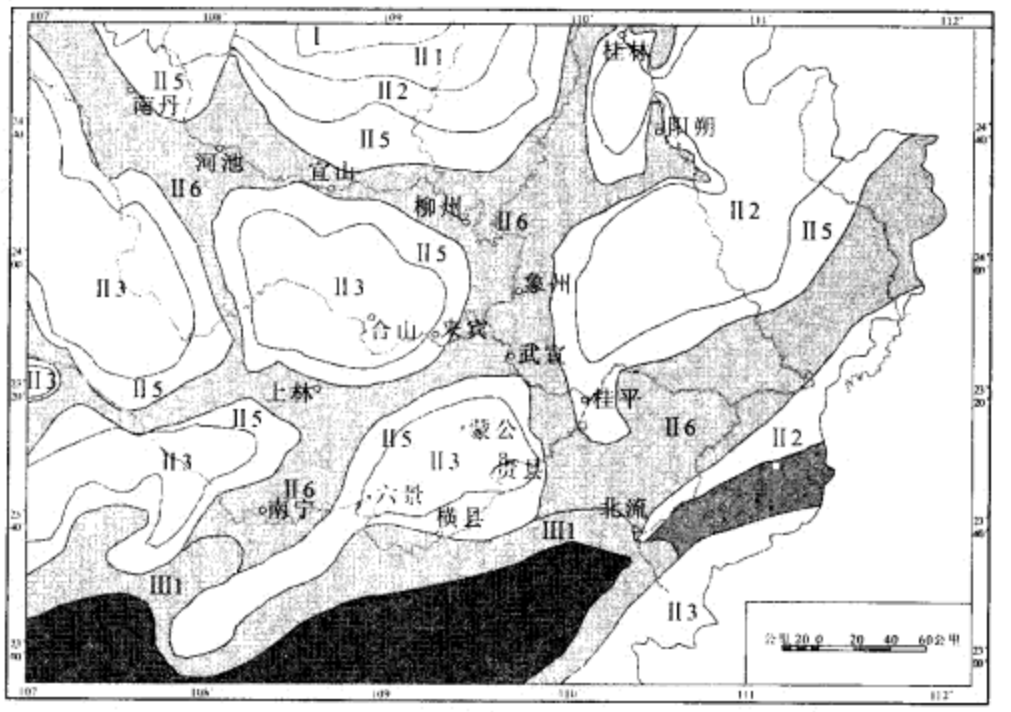


图7-13　广西桂中地区泥盆纪弗拉斯期古地理图（据钟锫等，1992修改）

Ⅰ. 古陆区；Ⅱ1. 局限台地相区；Ⅱ2. 开放台地相区；Ⅱ3. 孤立台地相区；Ⅱ5. 台缘斜坡相区；Ⅱ6. 台间海槽相区；Ⅲ1. 盆地边缘相区；Ⅲ2. 盆地相区

古地理图的成图单元也与比例尺有关。概略性的古地理图一般以纪或世为成图单元；小比例尺的古地理图多以世或期为成图单元；中比例尺的古地理图一般用期或更小的时间单元编图；大比例尺的古地理图多以含矿层或含矿段为单元编图。由于每一个编图单元代表一定时间间隔的地层，因此编图单元越大，古地理图反映的内容越概略，准确度越差，编图单元越小，古地理图反映的内容越准确，精度越高。对于研究程度较高的地层，可以尝试编制“瞬时”古地理图。“瞬时”古地理图可以采用以下编图单元：一是等时性的岩层或相邻的岩层为编图单元，如华南二叠系—三叠系界限附近的黏土层下部或上部相邻层。二是以地层时带为编图单元。

对于概略性的古地理图，可以按照恢复后的板块位置复原古大陆和古海洋的相对位置，编制活动论的古地理图，又称原型的古地理图或古大陆-古海洋再造图。

第八章 地层的划分和对比

地层的划分和对比是地层学研究的重要内容。地层划分，是指根据岩层具有的不同特征或属性把岩层组织成不同的单位；而地层对比则是指根据不同地区或不同剖面地层的各种属性进行比较，确定地层单位的地层时代或地层层位的对应关系。因此，地层划分是从一般中认识个别，而地层对比则是从个别中寻求一般。岩层的属性或特征是多种多样的，根据岩层的不同属性或特征，可以进行不同的地层划分。地层对比的类型也与组成地层可划分的属性有关，根据地层不同的物质属性，可以进行不同的地层对比。但是，现代地层学更强调地层的时间对比，甚至将时间对比作为地层对比的同意词。因此，地层的时间属性对比是最重要和最基本的对比。

第一节 地层的物质属性——地层划分的依据

地层学的研究对象是地质历史中形成的岩层。岩层是地层的基本组成单元，也是地层学研究的基本对象。在长期的地质演化历史中，这些岩层被赋予许多特征，即物质属性。这些物质属性包括岩层的物理属性（如岩性特征、磁性特征、电性特征、地震特征）、生物属性（生物类别、丰度、分异性、生态特征、分子化石特征等）、化学属性（地球化学特征、同位素年龄等）、宏观属性（接触关系、旋回特征、事件特征、变形和变质特征、岩层组构特征等）。地层的物质属性正是我们划分地层和建立地层单位的基础，根据不同的物质属性，可以划分不同的地层单位系统。岩层有多少种能够用于划分的属性，地层就有多少种类的划分，这就是地层划分的多重性。与之对应，可以根据地层划分的多重性确定多重的地层单位（表 8－1，图 8－1）。虽然地层划分和地层单位具有多重性，但重要的和常用的地层划分主要包括岩石地层、生物地层和年代地层划分。同时只有岩石地层和年代地层才形成全球和区域一致的、完整连续的地层系统，即多重地层单位、两套地层系统。

表 8－1 地层的物质属性的多重性和多重地层单位

物质属性	地层单位
岩性特征	岩石地层单位
接触关系	不整合界定地层单位
生物特征	生物地层单位
生态特征	生态地层单位
分子化石特征	分子地层单位
磁性特征	磁性地层单位
电性特征	测井地层单位
地震特征	地震地层单位
地球化学特征	化学地层单位
生物的时代属性	年代地层单位
同位素年龄	
旋回特征	旋回地层单位、层序地层单位
事件特征	事件地层单位
变形和变质特征	构造地层单位
岩层组构特征	非史密斯地层单位
数学特征	定量地层单位
古气候特征	气候地层单位

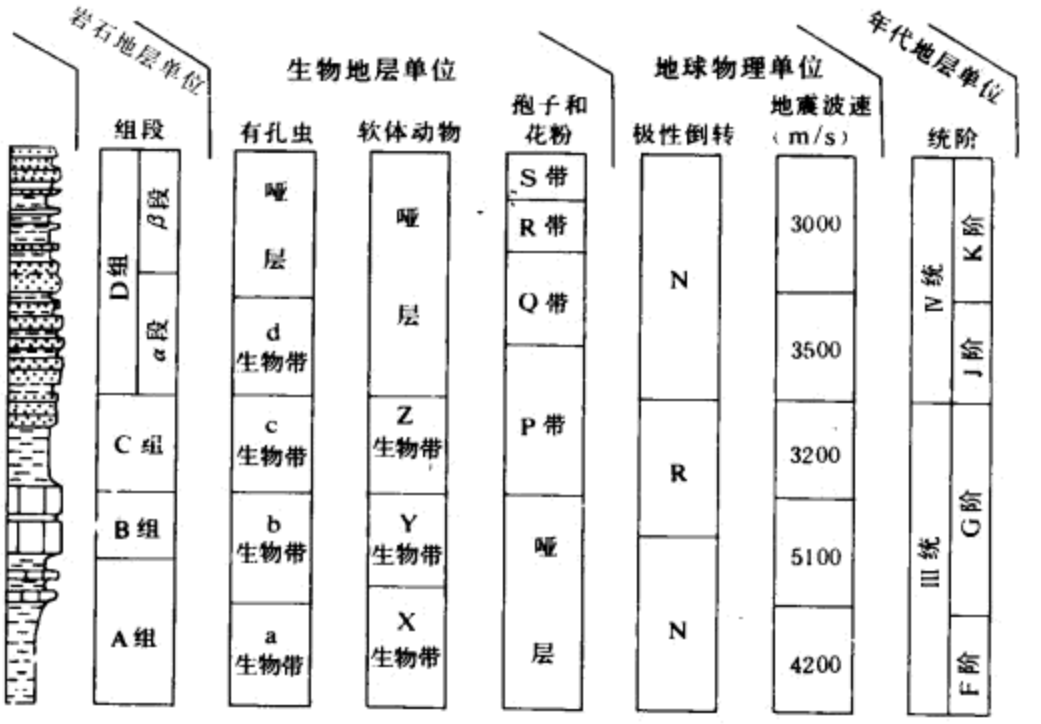


图 8－1　多重地层划分和多重地层单位示意图

（据 Hedberg，1976）

注：图中说明一个地层剖面可根据不同的物质属性划分不同的地层单位，各单位划分界线点的位置存在差别。

就常用的岩石地层、生物地层、年代地层而言，组成地层岩层的岩石是由不同的组分组成的；这些组分以不同的组构方式集合形成不同的岩石；这些岩石具有不同的颜色、层厚，发育不同的沉积构造；这些岩石形成的岩层具有不同的体态，并以不同的接触关系与相邻岩层相接触；这些岩层含有不同的化石或具有其他时代证据，代表着不同的形成年龄，众多的岩层以均一的或不均一的、有序的或无序的组构方式构成地层体。所有这些属性都是地层划分的重要依据。值得注意的是，地层的生物属性具有双重的含义，一是生物属性，二是年代属性，这两种属性常常混淆。地层的生物属性是指地层中含有的生物化石特征，由此建立的是生物地层单位（生物带）；生物的年代属性是指这些生物化石具有的时间（年代）特征，由此建立的是年代地层单位（时带）。

一、岩石学特征

地层的岩石学特征是认识地层的最重要内容和划分地层的最重要基础。它包括组成地层的岩石的颜色、矿物组分或结构组分、结构、组构和沉积构造等。在岩石地层划分中，首要考虑的是组成地层的岩石特征。岩性相同或大致相同的连续岩层可以划分为一个岩石地层单位，岩性不同的地层体应该划分为不同的岩石地层单位。

二、生物学特征

地层的生物学特征也是地层划分的重要依据。地层的生物学特征主要包括地层中所含的生物化石组分（类别），以及生物化石的含量、生物化石的保存状态、生物化石之间及生物化石和围岩之间的相互关系等。地层中所含的生物化石在认识地层和地层划分中至少具有两方面的意义：一是年代学的意义，地层中所含的生物化石类别不同，可以反映地层形成的时代不同。二是环境学的意义，地层中所含的生物化石类别、含量、保存状态及相互关系可以反映它们形成环境的差别。

三、地层结构

地层结构是近年来地层学的一个新概念。它是指组成地层的岩层在时空上的组构方式。大量的研究工作表明，大多数地层是由有限的岩层类型构成的，这些岩层又通常以规律的组合方式组构在一起。因此，根据岩层的组构方式所划分地层的结构类型（表 8－2）可作为地层划分的依据。

表 8-2 地层结构划分简表

地层 / 结构	层状地层		非层状地层
简单型	均质式	均一式	斜列式 叠积式 嵌入式等
	非均质式	互层式	
		夹层式	
		有序多层式	
		无序多层式	
复合型	上述各种简单型结构的复合		

对于层状延伸的地层来说，可以分为简单的均质型结构和非均质结构两大类和若干小类。均一式结构是指地层由一种单一的岩层类型组成，所谓单一，是指岩层的组分相同，结构、组构和沉积构造相同或相似，颜色和层厚相近等。互层式结构是指地层由两种岩层类型规则或不规则交互而组成，如砂岩和页岩的交互、灰岩和白云岩的交互等。夹层式组构是指组成地层的岩层以一种岩层类型为主，间夹另一种岩层类型，如地层总体为泥岩岩层，内夹有少量砂岩岩层等。有序多层式结构是指地层由三种或三种以上的岩层类型组成，这些岩层以规律的组合方式组构在一起。最具代表性的如第七章所述的各种旋回沉积序列，也就是现代地层学中强调的地层的基本层序。基本层序是指由一定的岩层类型以一定的规律组合而成的地层序列，其实质就是上述的旋回沉积序列。无序多层式结构是指地层由多种岩层类型组成，但并没有一定的组合规律。它们是由非旋回沉积作用形成的。

对于非层状延伸的地层，由于地层的侧向变化大，应该从三维的角度去认识地层的结构。表 8-2 中的斜列式结构是指组成地层的岩层以斜列的方式排列，如生物礁前缘斜坡倒石堆形成的地层。叠积式结构是指一些丘状或块状的岩层在垂向上叠加而成的地层结构，典型的如连续垂向加积的生物礁形成的地层结构。嵌入式结构是指地层总体以某一种岩层为主，内夹一些非层状或丘状、透镜状岩层，典型的如台地碳酸盐组成的地层中夹有小型生物礁岩层。

上述地层结构可以单独出现，也可以以不同的方式组合形成复合式结构，如均一式结构中夹有序多层式结构、互层式结构中夹均一式结构、无序多层式结构中夹有序多层式结构等。

地层结构是认识地层和划分地层的重要依据。一个岩石地层单位除具有一定的岩石特征外，还应该具备一定的地层结构。不同的地层单位在地层结构上也应有所差别。

四、地层的厚度和体态

地层的厚度和体态也是地层学研究的重要内容。它包括组成地层的岩层的厚度和体态，也包括地层单位的厚度和体态。地层的体态是指岩层或地层体空间形态和分布状态。地层的形态一般是层状的，但也不乏非层状的，如楔状、透镜状、丘状等。地层的分布状态一般认为是水平或近于水平的，但也有许多地层是斜列的。地层的分布状态可以通过特殊的沉积构造（如示顶底构造）去识别。一般要求，一个地层单位应有一定的厚度，厚度过小也就不足以建立一个地层单位。地层单位的厚度要求一般根据地质填图的比例尺确定，即可以在地质图上以最小的表达尺度（1mm）去表达。

五、地层的接触关系

地层的接触关系是地层的重要物质属性之一。它在识别地层结构、划分地层单位中具有重要作用。常见的地层接触关系包括两大类（图 8-2）：一是不整合接触，二是整合接触。不整合接触关系包括角度不整合、非整合、假整合（平行不整合）。整合接触关系包括连续和小间断等类型。

角度不整合为分隔下部被褶曲或掀斜地层和上部水平地层间的分隔面。这种不整合包含着一系列曾经发生过的地质事件：下伏的原始水平或近于水平的地层在构造作用下发生褶皱或掀斜，然后经历隆升、

风化、剥蚀削去了其上翘的顶端，而后新的地层沉积其上。角度不整合面是分隔地层单位（如群、组）的重要界面。在地层单位内部（如组、段）一般不允许存在角度不整合。

非整合的接触关系是指沉积盖层和下伏岩浆岩或深变质岩之间的分隔界面。非整合代表古老基底经受了长期的暴露、风化、剥蚀，之后接受再沉积的演化历史。非整合面之下的岩体或深变质岩被截切，之上的地层不发生接触变质作用，接触面之上常见含下伏地层或岩体砾石的底砾岩。无疑，非整合面是划分地层单位的重要界面。

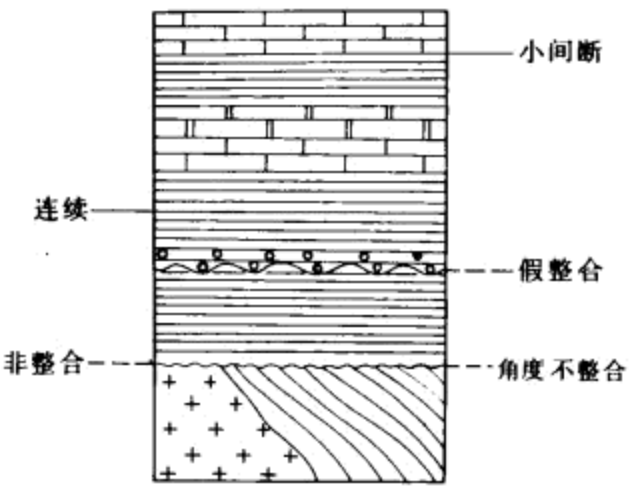


图 8-2　地层的接触关系类别示意图

（据张守信，1989）

假整合（平行不整合）接触关系是指上下地层产状平行或近于平行、具有不规则的侵蚀和暴露标志的分隔面。其代表了早期地层的整体上升，遭受风化、剥蚀，而后又接受沉积的演化历史。假整合面上一般都具有古风化壳，或具底砾岩、粗碎屑岩等。假整合是地层单位的重要界面。组一级的地层单位之间常见假整合的接触关系。组内一般不允许假整合存在。

小间断为地层中由于沉积作用中断或沉积环境变迁造成的沉积间断面，这是沉积地层中最常见的界面。小间断面一般可以作为地层的基本层序之间的分隔面。

连续接触关系是指不间断的沉积作用形成的岩层之间的接触关系。它也是地层中最常见的，在地层结构和基本层序识别中，基本层序内部应该是连续的接触关系。

六、其他属性

除上述常用的几大物质属性之外，地层还包括许多其他的物质属性，如地层的磁性特征、电阻率和自然电位、矿物特征、地球化学特征、生态特征、同位素年龄等，它们均可以作为地层划分的依据，用于建立不同的地层单位。

地层划分的结果是建立地层单位。由于地层划分的依据不同，或划分地层所依据的物质属性不同，所建立的地层单位也不一样。依据地层的岩石学特征及地层结构、厚度和体态、接触关系等建立的地层单位是岩石地层单位；依据地层的时间属性（如生物地层所反映的时间、地层的同位素年龄等）所划分的地层单位是年代地层单位；依据地层的生物或生态特征建立的地层单位是生物地层单位或生态地层单位；依据地层的磁性特征建立的地层单位是磁性地层单位；依据地层的地球化学特征建立的地层单位是化学地层单位等。

第二节　地层划分、对比的原则和方法

地层划分是依据不同的地层物质属性将相似和接近的地层组构成不同的地层单位；地层对比是将不同地区的地层进行空间对比和延伸。地层划分和对比在古地理、古构造及矿产资源调查和勘探中具有重要意义，因此它是沉积地质和沉积矿产研究的重要基础性工作。地层划分、对比所遵循的主要原则之一是地层的物质属性相当的原则。由于地层的属性或划分依据不同，所划分的地层单位也不一致。不同地层单位的对比依据是这些地层单位的物质属性的一致性。地层划分、对比应遵循的第二个原则是不同地层单位的地层对比不一致的原则。由于地层单位不同，或者说地层对比的属性不同，对比的界线就不可能一致。如岩石地层单位的对比主要是依据岩性和地层结构的对比，因此对比的界线和年代地层界线或时间界线就不可能一致。只有以严格的时间属性进行的地层对比才具有时间对比意义。地层划分对比主要有

以下一些方法。

一、岩石学的方法

岩石学的方法仅适用于岩石地层划分和对比。岩石地层划分强调地层的岩石属性一致或接近，即岩性相同或相似，结构相同或相似，岩相、变质程度相同或接近。岩石地层单位之间的界限清楚，便于识别。岩石地层单位内部尽可能连续，在空间上有一定的分布范围，在时间序列上有一定的厚度。

在侧向连续的条件下，不同地区的岩石学特征相当的地层是可以对比的。这些岩石学特征包括岩层的岩性、岩石组合、地层结构以及厚度、顶底接触关系等。以地层的岩石学特征进行的地层对比不是时间对比，因为穿时普遍性存在原理决定了绝大多数岩石地层单位是穿时的。常用的岩石地层对比方法包括岩性组合法、标志层法、地层结构对比法等。

岩性组合法是地层划分最基本的方法，也是地层对比最重要的方法。侧向连续的同样岩性或岩性组合的地层是可以进行岩石地层单位对比的。如华南中、下扬子地区(湖北东部、江西东北部、安徽南部、江苏、浙江西北部等)的泥盆系五通组均为下部砂岩、上部粉砂岩-页岩组合，因此可以进行区域岩石地层对比。

标志层法也是岩石地层对比常用的方法。标志层是指那些厚度不大、岩性稳定、特征突出、易于识别、分布广泛的特殊岩层。标志层有两种类型：一是穿时性的标志层，如地层中的砂岩夹层、煤层、蒸发岩层等。二是等时性的标志层，如火山灰层、小行星撞击事件层及风暴岩层等。穿时性的标志层只能用于岩石地层单位的对比，如地层中的砂岩夹层、煤层、蒸发岩层等一般都是非等时性标志层。等时性的标志层才能用于年代地层单位的对比，如华南二叠系—三叠系过渡层中的界限黏土层，广泛分布于华南绝大部分省区，可以进行等时性对比。

地层结构对比是根据地层的结构类型及其组合方式进行的岩石地层对比。如华北石炭系太原组由多个砂岩-粉砂岩-泥质岩-灰岩(或灰岩透镜体)组成的有序多层式结构，可以依此进行大区域岩石地层对比。

二、生物地层方法

生物地层划分的理论依据是生物演化的前进性、阶段性、不可逆性和生物扩散的瞬时性。由于生物从低级向高级的不可逆发展，不同的地层中自下而上包含不同的生物化石组合。生物地层划分是指以地层所包含的化石的一致性建立生物地层单位。

生物地层对比的理论依据为著名的 Smith 生物顺序律。Smith(1815)认为，相同岩层总是以同一叠覆顺序排列着，并且每个连续出露的岩层都含有其本身特有的化石，利用这些化石可以把不同时期的岩层区分开。Smith 称这种方法为“用化石鉴定地层”，这一原理被后人通俗地概括为“含有相同化石的地层的时代相同，不同时代的地层所含的化石不同”。用生物化石对比地层通常应用标准化石法、化石组合法等。

标准化石是指那些演化速度快、地理分布广、数量丰富、特征明显、易于识别的化石。利用这些化石不仅可以鉴定地层的时代，也可以用于地层的年代对比。但标准化石法通常受诸多因素影响而受到限制，如用作标准化石的生物对环境的宽容度较小，生态环境相对局限，生物遗骸在沉积和成岩过程中总要受到损害，再加上采样精度问题，其标准性也是相对的。因此，在应用标准化石法时应注意其精度。

化石组合法是根据地层的化石组合对比地层的方法。所谓化石组合是指在一定的地层层位中所共生的所有化石的综合(图 8-3)。根据化石组合所界定的界线不仅可以进行地层划分和建立地层单位，也可以进行地层对比。用生物地层方法进行地层对比主要用于生物地层单位的对比，也通常应用于年代地层单位的对比。

三、构造运动面方法

利用地层中的不整合面进行地层划分、对比是一种常用的方法。对于地层划分来讲，一个基本的地层单位中(如岩石地层“组”)一般不能有不整合存在，但它可以作为组的界线。由于不整合界面代表一次区

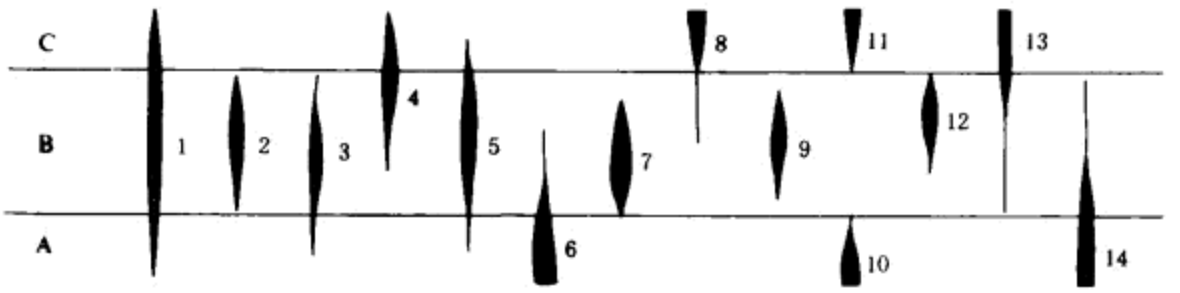


图 8-3　化石组合示意图

图中表示 14 种生物化石在 B 层形成的化石组合

域性的地壳运动，所以有较大的分布范围，因此可以用来作为地层对比的界线。如果不同地区的地层为连续可追索的不整合界面所限定，这些地层是可以对比的。不整合界面可以作为一个等时面，但紧邻该面上下的地层是不等时的。一般来讲，不整合面之下的地层或经历不同程度的变形，或经受不同程度的侵蚀，因此该地层的顶面一般不是等时面。不整合面之上的地层是在海侵过程中形成的，该地层的底面（海侵面）也是不等时的。所以，构造运动面的对比一般只能用于岩石地层单位的对比，在应用于年代地层单位对比时应特别谨慎。

四、同位素年龄测定与地层划分、对比

同位素年龄测定是根据放射性同位素衰变原理进行的。放射性元素在衰变过程中，释放出能量并转化为终极元素。用于地层年龄测量的同位素方法主要有铀-铅法（U-Pb 法）、钍-铅法（Th-Pb 法）、铷-锶法（Rb-Sr 法）、钾-氩法（K-Ar 法）、钐-钕法（Sm-Nd 法）等。同一地区的地层的同位素年龄可以用于地层年龄的确定和年代地层的标定，不同地区的地层的同位素年龄可以用于地层对比。

五、磁性地层对比

在地层记录中，通常可以保存沉积物沉积或成岩期的磁性特征，这种磁性称为“剩余磁性”。通过地层剖面中系统的剩余磁性测量发现，随着地质历史的演进，地磁极曾发生过许多次倒转。根据地磁极的倒转并配合同位素年龄测定，可以建立一个地磁极向年表即磁性地层单位（图 8-4）。由于地球的磁极是全球性的，利用已知的地磁极向年表可以进行磁性地层的对比。由于这种对比是严格的时间对比，因此可以用于年代地层对比。

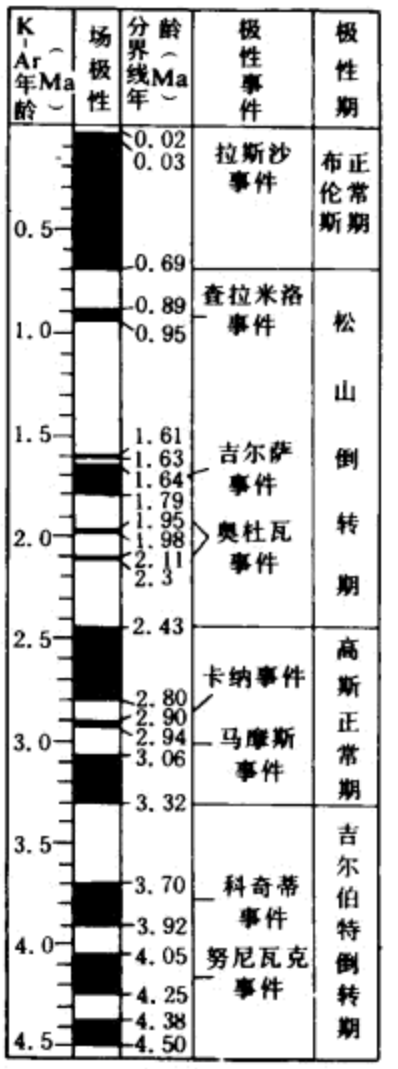


图 8-4　以 K-Ar 法同位素年龄测定确定的地磁场极性倒转时间表

（据考克斯，1969）

第九章 地层单位和地层系统

在地层的物质属性研究的基础上，建立地层单位和确立地层系统是地层学的中心任务。由于地层的物质属性不同，地层划分的依据不一，所建立的地层单位也不一致。《国际地层指南》和《中国地层指南》都强调了多重地层单位的思想。王鸿祯(1989)在讨论地层单位系统时强调，对各类地层单位的主次关系应坚持双重地层分类的观点，将地层单位分为两类：一是以建立局部地层系统为目的，主要以区域性特征为依据的岩石地层单位系统，以及为改善、补充和验证该地层系统的其他地层学分支所提供的地层单位(如地震地层单位、构造地层单位、化学地层单位及生态地层单位等)，所有这些地层单位之间的界面都是穿时的；二是以建立全球性年代地层系统为目的的年代地层单位系统，以及为完善和验证该系统服务的生物地层单位和磁性地层单位，这些地层单位之间的界面是等时的。因此，不是所有的地层单位都能形成完整的地层系统。目前地层研究中最常用的是3套地层单位(岩石地层单位、年代地层单位和生物地层单位)(表9-1)和两套地层单位系统(岩石地层单位系统和年代地层单位系统)。

表9-1 主要地层单位分类表

年代地层单位	地质年代单位	岩石地层单位	生物地层单位
宇(eonthem)	宙(eon)	群(group) 组(formation) 段(member) 层(bed)	延限带(range zone) 组合带(assemblage zone) 顶峰带(abundance zone) 谱系带(lineage zone) 间隔带(interval zone)
界(erathem)	代(era)		
系(system)	纪(period)		
统(series)	世(epoch)		
阶(stage)	期(age)		
时带(chronozone)	时(chron)		

第一节 岩石地层单位和地层系统

确定和建立岩石地层单位一直坚持着岩石学特征稳定型的原则。其首要的是岩性的稳定型，其次要求地层结构的稳定型。一个岩石地层单位应由岩性相对一致或相近的岩层组成，或为一套岩性复杂的岩层，但可以和相邻岩性相对简单的地层相区别。除此之外，一个岩石地层单位应有相对稳定的地层结构。一般一个段级的地层单位是由一种结构类型的地层组成的，内部不分段的组也只有一种结构类型，内部分段的组可有多种结构类型。岩石地层单位包括群、组、段、层4级单位。

组 组是岩石地层单位系统的基本单位。组是具有相对一致的岩性和具有一定结构类型的地层体。所谓岩性相对一致，是指组可以由一种单一的岩性组成，也可以由两种岩性的岩层互层或夹层组成，或由岩性相近、成因相关多种岩性的岩层组合而成，或为一套岩性复杂的岩层，但可与相邻岩性简单的地层单位相区分。组的内部结构也应有一致性，内部不分段的组为一种结构类型，内部分段的组可有多种结构类型。组的顶底界线明显，它们可以是不整合界线，也可以是标志明显的整合界线，但组内不能有不整合界线。除此之外，组的厚度应有一定的范围，一般要求可以在区域地质图(1∶5万～1∶20万)上表达出来。同时，组也应有一定的分布范围，至少可以在区域地质图上表达出来，分布范围过小不应该建组。

群 群为比组高一级的地层单位，为组的联合。其联合的原则是：岩性的相近、成因的相关、结构类型的相似等。一般一个群是由岩性相似、结构相近、成因相关的组联合而成的。群的顶底界线一般为不整合

界线，或为明显的整合界线。

段　段为比组低一级的地层单位，为组的再分。分段的原则主要包括：组内岩性的差别、组内结构的差别、地层成因的不同等，也即依据组内地层的岩性、结构、成因的差别划分段。一般一个段是由岩性相同或相近、一种结构类型、成因相关的岩层组成的地层单位。不同的段具有岩性、结构或成因上的差别。段的顶底界线也应明显，一般是标志明显的整合界线。

层　层是最小的岩石地层单位。层有两种类型：一是岩性相同或相近的岩层组合，或相同结构的基本层序的组合，其可以用于野外剖面研究时的分层。二是岩性特殊、标志明显的岩层或矿层，其可以作为标志层或区域地质填图的特殊层。

需要说明的是，在造山带构造变形和变质作用改造的地层区或克拉通的深变质岩区，由于变形和变质作用的改造，原始的地层顺序、位态及相互关系都发生了变化，很难再恢复原生的地层单位和地层系统，一般采用岩群、岩组、岩段的地层单位术语。岩群、岩组和岩段的划分原则与群、组、段不同，其主要依据地层的岩性组合、变形和变质程度等。岩群、岩组、岩段的顶底界线一般是断层（包括脆性断层和韧性断层）界线，或受断层改造的不整合界线。

任一地层区都可以建立从老到新的岩石地层单位系统。这个地层单位系统是客观存在的，也是地层学研究的基础性工作。所有的其他地层学工作都是建立在岩石地层单位和岩石地层单位系统基础上的。

第二节　年代地层单位和地层系统

年代地层单位是以地层形成的时代为依据划分的地层单位。由于所谓演化的阶段性具有明显的时间意义，因而生物演化特征是年代地层单位划分的主要依据。除此之外，放射性同位素年龄、磁性地层也可以作为年代地层划分的重要依据。

年代地层单位是在特定的地质时间间隔内形成的地层体，这种单位代表地史中一定时间范围内形成的全部地层，而且只代表这段时间内形成的地层。每个年代地层单位都有严格对应的地质年代单位。年代地层单位自高而低可以分为 6 个级别：宇、界、系、统、阶、时带，它们和地质年代单位的宙、代、纪、世、期、时相对应。

宇　宇是最大的年代地层单位，它是与时间“宙”对应的年代地层单位。它是根据生物演化最大的阶段性，即生命物质的存在及方式划分的。由于地球早期的生命记录为原核细胞生物，之后的生命记录为真核细胞生物，最后才发展为高级的具硬壳的后生生物。所以可将整个地史时期分为太古宙、元古宙和显生宙。所对应的年代地层单位则为太古宇、元古宇和显生宇。宇是全球性统一的地层单位。

界　界是第二级年代地层单位。它是与时间“代”对应的年代地层单位，是根据生物界发展的总体面貌以及地壳演化的阶段性划分的。太古宙和元古宙主要依据地壳演化的阶段性分别划分为始、古、中、新太古代和古、中、新元古代。与之对应的年代地层单位则为始、下、中、上太古界和下、中、上元古界。而显生宙可根据生物界演化和地壳演化的阶段性划分为早古生代、晚古生代、中生代和新生代，其中早古生代对应于加里东构造阶段，生物界以海洋无脊椎动物、裸蕨类植物为特色；晚古生代对应于海西构造阶段，生物界以早期的鱼类、中晚期的两栖类脊椎动物、蕨类植物及新的海洋无脊椎动物为特色；中生代对应于阿尔卑斯构造阶段，生物界面貌以裸子植物、爬行类、鸟类脊椎动物及新的海洋无脊椎动物为特色；新生代对应于喜马拉雅构造阶段，生物界以被子植物、哺乳动物及更新的海洋无脊椎动物为特色。与早古生代、晚古生代、中生代、新生代对应的年代地层单位分别为下古生界、上古生界、中生界、新生界。界也是全球性统一的地层单位。

系　系是低于界的年代地层单位，它对应于地质年代单位“纪”。纪的划分主要是依据生物界演化的阶段性。如晚古生代的泥盆纪以鱼类脊椎动物、裸蕨类植物，以及较早古生代有显著变革的无脊椎动物为特色，故泥盆纪可以称为“鱼类的时代”。与泥盆纪对应的年代地层单位则为泥盆系。系是年代地层单位最重要的单位，其具有全球可对比性，因此，系也是全球统一的。

统　统是系内的次级地层单位，与地质年代单位“世”相对应。一般一个纪可以依据生物界面貌划分

为两到三个世，通常称之为早、中、晚世，与之对应的年代地层单位则为下、中、上统。如泥盆纪划分为早、中、晚泥盆世，对应的年代地层单位为下、中、上泥盆统。白垩纪可分为早、晚白垩世，对应的年代地层单位则为下、上白垩统。由于世所代表的地质时间仍较长，全球生物界面貌在较长时间范围内仍能保持一致，所以统仍是全球性统一的。

阶 阶是年代地层单位的最基本单位，其对应于地质年代单位“期”。期的划分主要是根据科、属级的生物演化特征划分的。如寒武纪可以分为 10 个期，对应的年代地层单位为 10 个阶。这些阶主要是根据寒武纪最繁盛的三叶虫动物群的演化划分的。阶的应用范围取决于建阶所选的生物类别，以游泳型、浮游型生物建的阶一般具全球可对比性，如奥陶系、志留系以笔石建的阶、中生代以菊石建的阶等。而以底栖型生物建的阶一般是区域性的，只能应用于一定的区域，如寒武系以底栖型生物三叶虫建的阶。

时带 时带是年代地层单位中最低的单位，与地质年代单位“时”相对应，即时带是指一个“时”内所有的地层记录。时带是根据属、种级生物的演化划分的，因此时带一般以生物属或种来命名。如下寒武统的 Redlichia 时带是生物 *Redlichia* 属所占有时间间隔内的地层，而三叠系的 Claraia wangi 时带是指生物 *Claraia wangi* 种所占时间间隔的地层。以全球性分布的游泳生物或浮游生物划分的时带是全球性的，如菊石、牙形石时带等，而以底栖生物划分的时带一般是区域性的。

第三节 生物地层单位

生物地层单位是根据地层中保存的生物化石划分的地层单位。生物地层单位是以含有相同的化石内容和分布为特征，并与相邻单位化石有别的三度空间地层体。生物地层单位为生物带，其包括级别相同的 5 种类型：延限带、顶峰带、组合带、谱系带、间隔带等。

延限带 延限带是指任一生物分类单位在整个延续范围之内所代表的地层体（图 9－1）。其代表该生物分类单位从“发生”到“绝灭”所占用的地层。但在一个地层剖面上，延限带的界线仅仅是该生物类别最早出现到最后消失的界线。因此延限带的确切界线应在所有剖面都调查清楚以后才能确定。

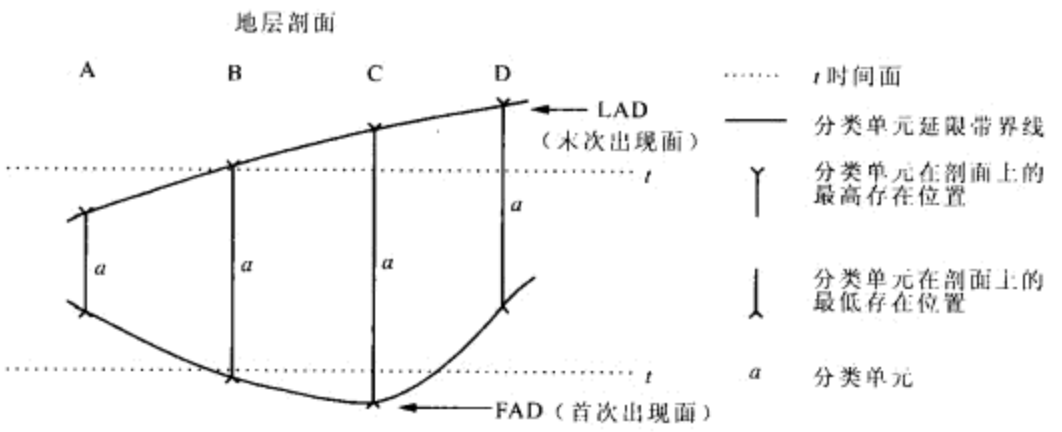


图 9－1 延限带示意图（据 Salvador，1994 修改）

顶峰带 顶峰带是指某些化石属、种最繁盛时期的一段地层（图 9－2），它不包括该类化石最初出现和最终消失时的地层。地层中化石属、种的繁盛可以以 3 种方式表现：一是化石在特定时期在一定的地理范围内富集，比其早期和晚期化石密度要大；二是化石在一定的地理分布范围中富集，单位面积中的化石个数基本上是常数，仅地理分布范围比早期和晚期大；三是化石仅仅在特定的环境中，在极窄的地理范围内富集，而

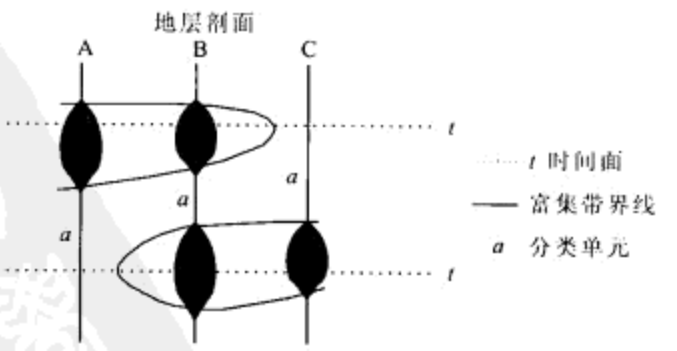


图 9－2 顶峰带示意图（据 Salvador，1994 修改）

在该化石所占的其他地区个体数却不多。这 3 种情况都可以形成繁盛期，繁盛期所代表的地层为顶峰带。因此，不同地区的繁盛期未必完全一致，只有通过等时性对比才能确定。

组合带　组合带是指特有的化石组合所占有的地层(图 9－3)。该地层中所含的化石或其中某一类化石，从整体上说构成一个自然的组合，并且该组合与相邻地层中的生物化石组合有明显区别。组合带不是以某一化石类别延续的时间所占有的地层确定的，而是根据多种化石类别的共存所占有的地层确定的。

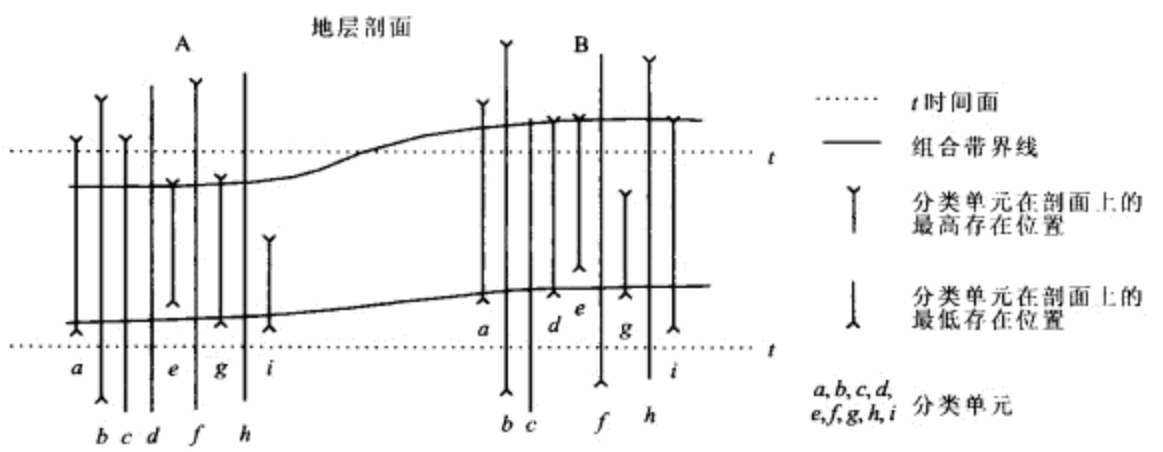


图 9－3　组合带示意图(据 Salvador，1994 修改)

间隔带　间隔带是指位于两个特定的生物面之间的地层体(图 9－4)。该带不一定是某一个或几个

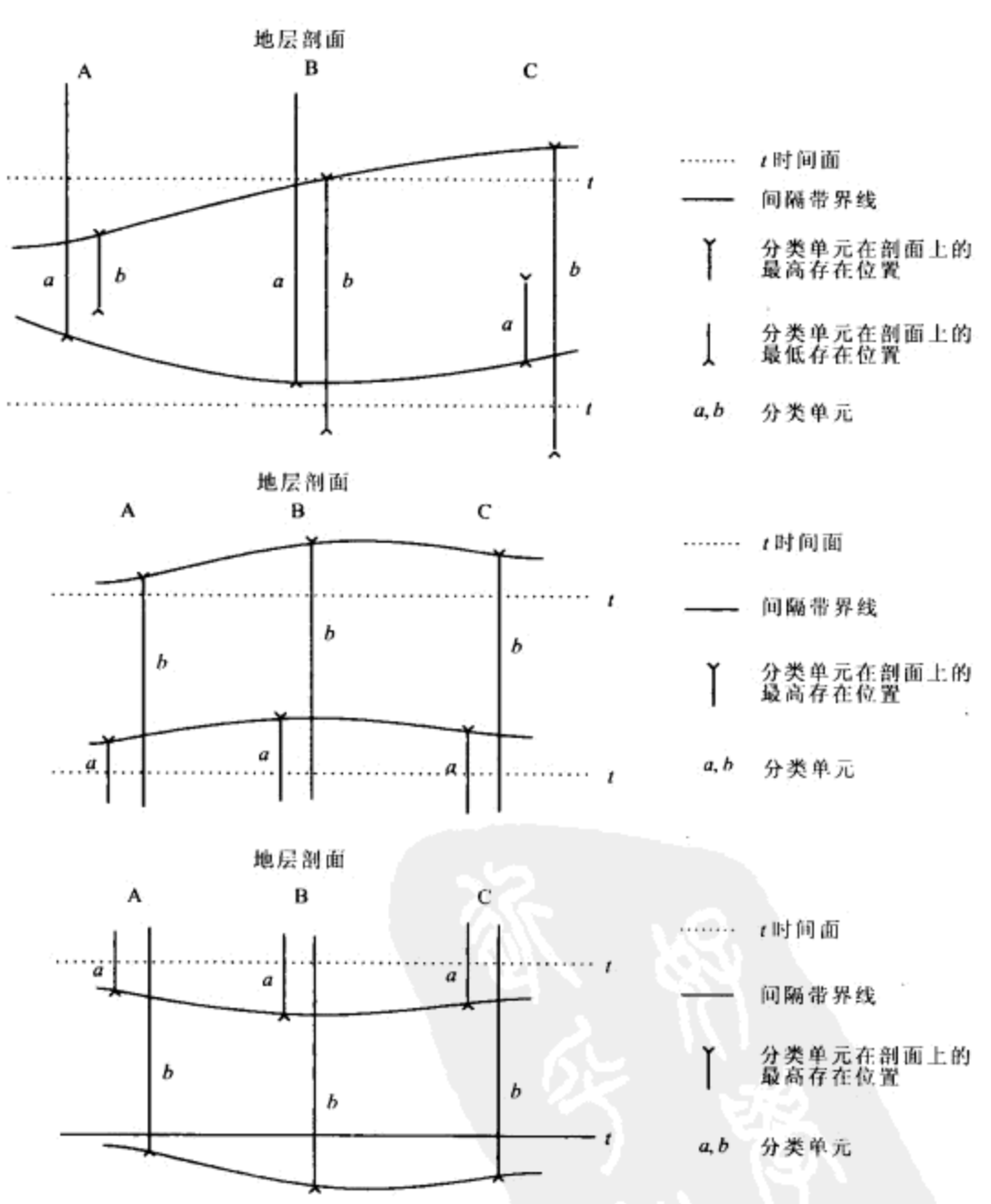


图 9－4　间隔带示意图(据 Salvador，1994 修改)

生物分类单元的分布范围，而是通过这些生物界面限定的生物面来定义的。这些生物面通常包括生物化石的最高存在界面、生物化石的最低存在界面。这两种界面任意组合限定的范围就是间隔带。如一个最高存在界面和一个最低存在界面限定的间隔带(图 9－4，A)，两个最高存在界面限定的间隔带(图 9－4，B)，两个最低存在界面限定的间隔带(图 9－4，C)等。

谱系带 谱系带是含有代表进化谱系中某一特定化石的地层体(图 9－5)。它既可以是某一化石分类单元在一个演化谱系中的延限，也可以是该化石分类单元后裔分类单元出现前的那段延限。谱系带的界限是通过演化谱系中化石的最低存在生物面来确定的。因此，谱系带代表了一个分类单元在演化谱系中的总体或部分延限。谱系带以该分类单元来命名。由于谱系带具有较强的时间性，因此多用于进行年代地层"时带"的划分。

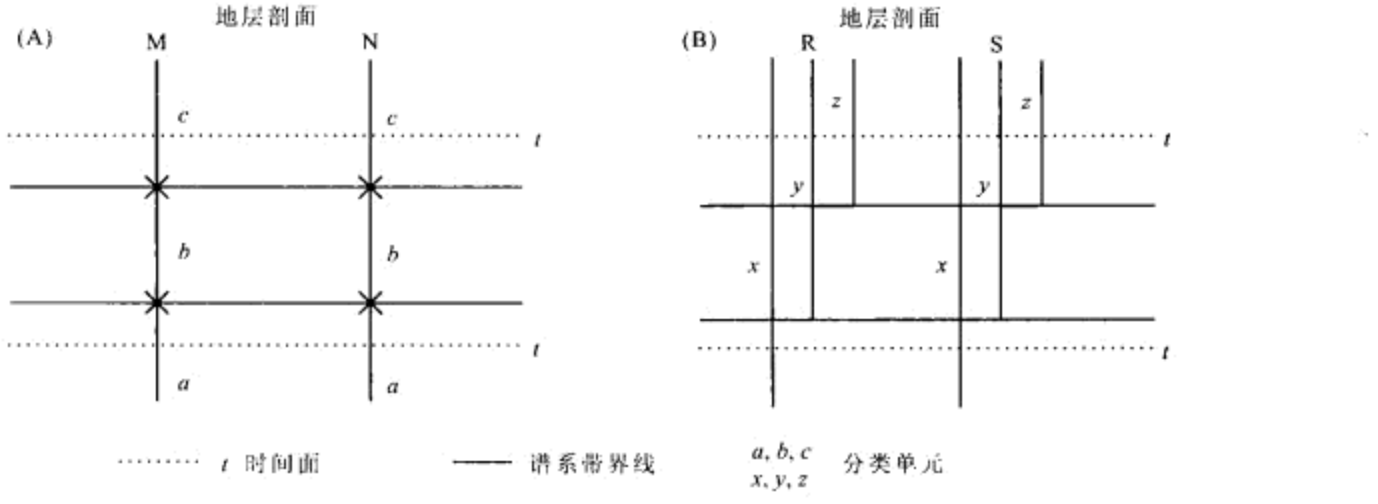


图 9－5 谱系带示意图(据 Salvador，1994 修改)

需要说明的是，上述生物带是生物地层单位的不同类别，而不是具有包容或从属关系的级别。对一个地区来说，生物地层单位不是普遍建立的，各单位之间也不一定是连续的。那些因缺少化石而无法建立生物地层单位的地层，可以称之为"哑间隔带"。同时，由于生物地层单位的不连续性，所以它不能形成独立的地层单位系统，而只是为建立年代地层单位系统服务的过渡性环节。

第四节 层 型

在地层划分和建立地层单位的过程中，对于新建的地层单位必须采用优先权法则，并为命名的地层单位指定一个代表该单位的地层模式，该模式即为层型。

由于现代地层学的地层划分依据是多重的，地层单位的种类也是多重的，所以代表地层单位含义的层型也不可能不是多重的。不同类型的地层单位有不同的层型。年代地层单位有年代地层单位的层型；岩石地层单位有岩石地层单位的层型；生物地层单位有生物地层单位的层型；磁性地层单位有磁性地层单位的层型……同时，一个地层单位是指具有一定特征的一段地层间隔，这个间隔即包括这段地层本身，也包括该段地层的上下界线。所以层型就有单位层型和界线层型之分。单位层型是给一个命名的地层单位下定义和识别一个命名的地层作标准用的一个特殊岩层序列中的特定的间隔(如山西组、上泥盆统、龙王庙阶等)的典型剖面。而界线层型是给两个命名的地层单位之间的地层界线下定义和识别这个界线作标准的特殊岩层序列中的一个特定的点(图 9－6)。由若干个层型联合而成的称为复合层型，复合层型内的各个层型称为组分层型。

为了精确地使用层型，现代地层学应用生物命名法则中的概念和术语来描述层型，因此层型又分为正层型、副层型、选层型、新层型、次层型等。正层型是指命名人在建立地层单位或地层界线时当时指定的原始层型；副层型是指命名人为了解释正层型所建立的一个补充层型，如广西桂林南边村泥盆系—石炭系副

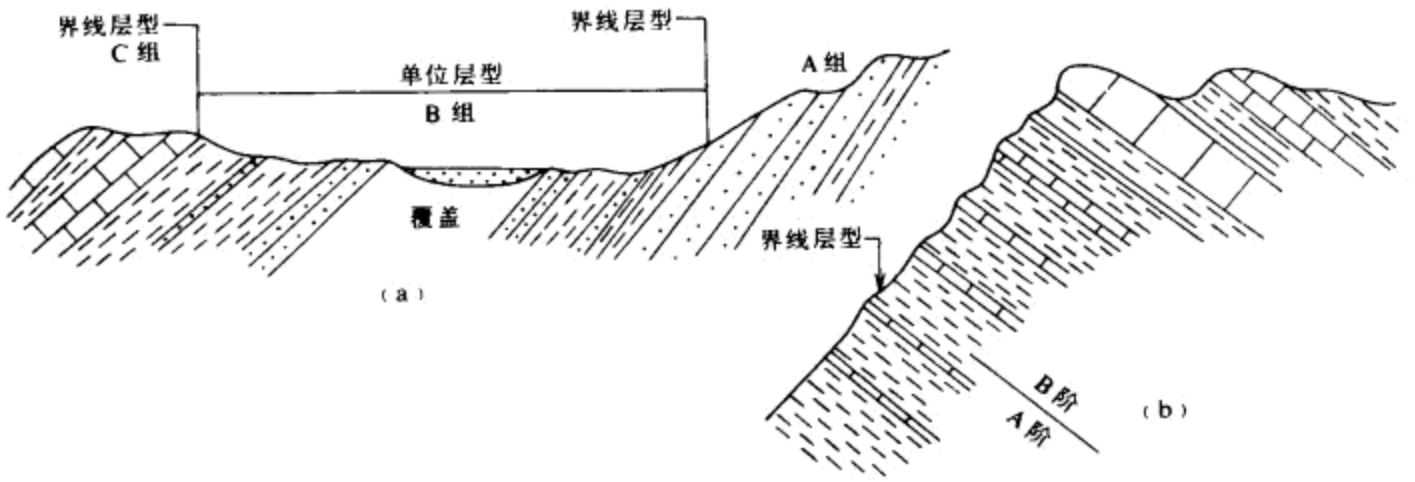


图 9-6　岩石地层单位层型(a)和年代地层单位(b)的单位层型与界线层型

层型是为解释泥盆系—石炭系正层型的;选层型是指命名人命名地层单位或界线时,当时未选定合适的层型而于事后补指的原始层型;新层型是指为取代已经毁坏而不复存在或失效的旧层型,在层型所在地或地区重新指定的层型;次层型则是为延伸一个地层单位或地层界线在别的地区或相区指定作为参考用的派生的层型,或叫参考层型剖面。

一个层型建立以后,原则上不应该变动或加以修正。如果原有的层型被永久地破坏掉了,或后来发现原有层型是错误的,最好在典型地区之内,建立一个新层型。

地层划分中使用最多的是岩石地层单位、年代地层单位和生物地层单位。为了使地层单位的含义更准确,使使用人理解和使用更方便,从一开始建立地层单位就应该建立层型剖面。对未建立层型剖面的地层单位则更应尽早建立它们的层型剖面。现在国内通过地层清理,大部分的岩石地层单位都建立了层型剖面。年代地层单位是全球性的,国际地层委员会正在加紧建立全球性的年代地层单位的层型剖面。

层型是命名的地层单位或地层界线的概念和含义的体现者,建立层型时必须满足一定的要求。首先,层型剖面一般要求是连续出露的地层剖面,地理位置应该不存在政治限制,应该交通方便、逾越条件好。地质上主要要求地层划分或建立地层单位的标志清楚,易于识别。属于全球性的年代地层单位层型,为了能使各国所接受,必须通过国际合作的方式,建立这类地层单位的定义标准,并通过国际性权威地质学组织的认可方才有效。属于区域性的岩石地层单位、生物地层单位等,也要经过国家或区域权威地质学组织的认可。

描述一个层型包括地理和地质两个方面的内容。地理上应标示层型剖面的地理位置,交通途径和方式,并附一定比例尺的航空照片或地面照片;地质上应明确表示层型剖面的地层分层、岩性、厚度、生物化石、矿物、构造、地貌及其他地质现象,界线层型应详细描述地层界线的划分标志,同时应附地层剖面图、柱状图等。层型剖面最好能建立永久性人工标志,并作为保护对象保护起来。

第五节　地层单位之间的相互关系

由于不同类型的地层单位是根据地层的不同物质属性确定的,因此各类地层单位之间的关系是错综复杂的。

首先,岩石地层单位是根据地层的岩石学及地层结构等特征确定的,而这些特征是随沉积环境的变迁或沉积作用方式的演变而变化的。因此,多数岩石地层单位和年代地层单位的界线不一致,或岩石地层单位的界线与年代地层单位的界线斜交。这种现象称为岩石地层单位的穿时或时侵。图 9-7 为华北寒武系—奥陶系"三山子组"白云岩穿时现象的示意图。从图 9-7 上可以看出,该组在不同地区的顶底界线所代表的时间不同。在河南临汝,它属于中寒武统张夏阶。向北逐渐层位升高,到济源为上寒武统崮山阶—

凤山阶。到河北峰峰一带，其为上寒武统长山阶—凤山阶。再向北到井陉、曲阳一带为上寒武统凤山阶—下奥陶统冶里阶。

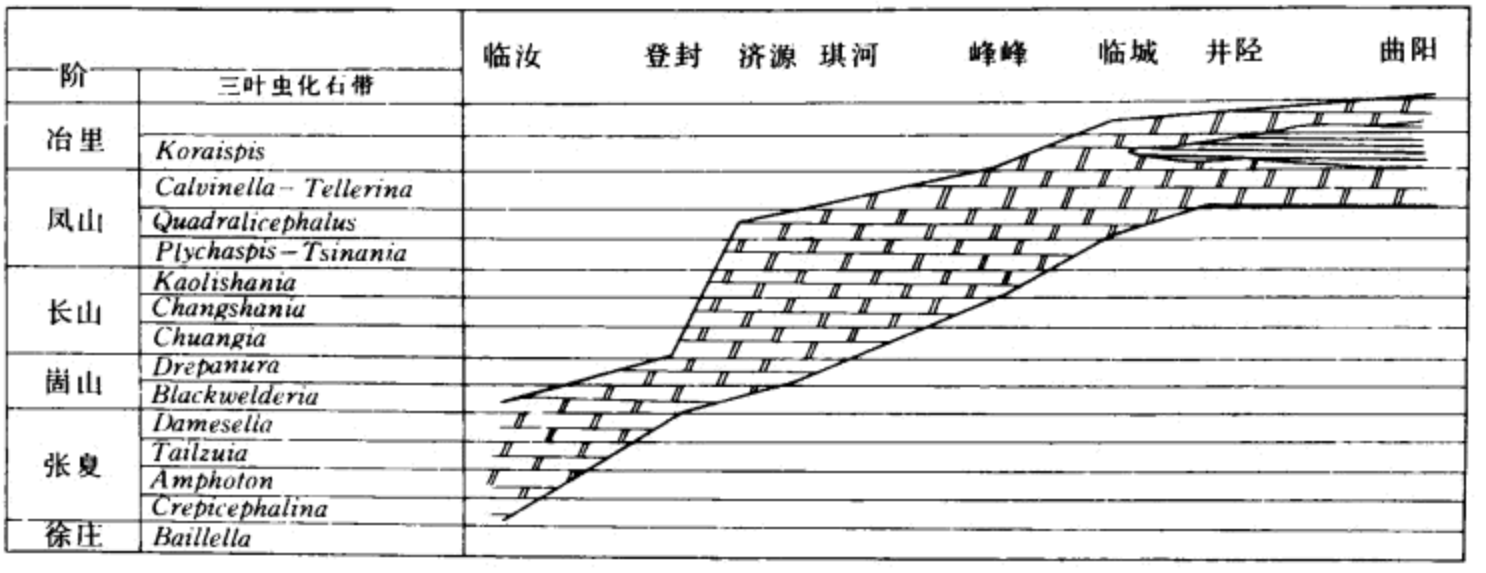


图 9－7 华北地区三山子组的穿时关系(据张守信，1989)

其次，生物地层单位和年代地层单位也是不一致的，或者说生物地层单位也具穿时性。生物地层单位的“生物带”与年代地层单位的“时带”不同，生物地层单位的生物带仅仅是指所含某类化石或化石组合的地层，不含该类化石或化石组合的地层不属于该生物带。而时带是某一类化石或化石组合所占有的时间间隔内的所有地层，而不管该地层是否含有该化石。如图 9－8 所示，*Claraia wangi* 生物带是指所含该生物的地层，而 *Claraia wangi* 时带是指该生物带所占有的时间间隔内的所有地层。即使一些地区相当的地层中不含该化石，由于其属于该时间间隔，也应该划为同一时带。

图 9－8 时带和生物带的相互关系(据张守信，1989)

第六节 年代地层表和地质年代表

年代地层表与地质年代表是两个不同的概念，年代地层表是由地层组成的物质单位，而地质年代单位则是地质时间单位，它们是相互严格对应的关系。年代地层单位包括从太古宙到第四纪的整个地质历史时间内形成的全部地层。划分年代地层单位的最终目的是要建立一个既能用于地区，又能适用于全球；既无间断，又不重叠的完整的年代地层表。但由于地壳的差异升降，使任何一个地区的地层都不可能完整无缺地保存，因而只有把全球的地层综合进来，才能形成完整的年代地层体系。经过全世界，特别是一些重要地区的地层划分、对比研究，以及大量同位素年龄测定的成果应用，年代地层表在 19 世纪完成之后又逐渐完善。目前国际通用的地质年代表是国际地质科学联合会(IUGS)2000 年公布的国际地层表(表 9－2)。2002 年全国地层委员会修订了中国区域年代地层表(表 9－3)。中国区域年代地层表根据中国的地层发育情况，分别提供了海相地层(表 9－3－I)和陆相地层(表 9－3－II)的年代地层表。

表 9-2　全球标准年代地层(地质年代)表(据瑞曼等编著,金玉玕等译,2000 简化)

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)	年龄 (G. S. Odin) Ma	±	年龄 (分会) Ma	±	代号 阶	统	系
显生宇(宙) PH	新生界(代) KZ	第四系(纪)	全新统(世)							Q_2	Q
			更新统(世)		1.75	0.05	1.81			Q_1	
		新近系(纪)	上新统(世)	格拉斯阶			2.58		n_9	N_2	N
				皮亚森兹阶	3.4		3.60		n_8		
				赞克尔阶	5.30	0.15	5.33		n_7		
			中新统(世)	梅辛阶	7.30	0.15	7.1		n_6	N_1	
				托尔通阶	11.0	0.3	11		n_5		
				塞拉瓦尔阶	14.3	0.5	13.6		n_4		
				兰哥阶	15.8	0.2	16.4		n_3		
				布尔迪加尔阶	20.3	0.4	19.1		n_2		
				阿启坦阶	23.5	1.0	23.8		n_1		
		古近系(纪)	渐新统(世)	夏特阶	28	1			e_9	E_3	E
				鲁培尔阶	33.7	0.5			e_8		
			始新统(世)	普利亚本阶	37.0	10.5			e_7	E_2	
				巴尔通阶	40	1			e_6		
				鲁帝特阶	46.0	10.5			e_5		
				伊普里斯阶	53	1			e_4		
			古新统(世)	坦尼特阶					e_3	E_1	
				塞兰特阶					e_2		
				丹尼阶	65.0	0.5	65.0	0.1	e_1		
	中生界(代) MZ	白垩系(纪)	上白垩统(晚白垩世)	马斯特里赫特阶	72.0	0.5	71.3	0.5	k_6	K_2	K
				坎潘阶	83	1	83.5	0.5	k_5		
				三冬阶	87	1	85.8	0.5	k_4		
				康尼亚克阶	88	1	89.0	0.5	k_3		
				土仑阶	92	2	93.5	0.2	k_2		
				赛诺曼阶	96	2	98.9	0.6	k_1		
			下白垩统(早白垩世)	阿尔布阶	108	3/1	112.2	1.1	b_6	K_1	
				阿普特阶	113	3	121.0	1.4	b_5		
				巴雷姆阶	117	5/2	127.0	1.6	b_4		
				欧特里夫阶	123	6/2	132.0	1.9	b_3		
				凡兰吟阶	131	4	136.5	2.2	b_2		
				贝利阿斯阶	135	5/5	144.2	2.6	b_1		
		侏罗系(纪)	上侏罗统(晚侏罗世)	提塘阶	141	? 5			j_7	J_3	J
				基未利阶	146				j_6		
				牛津阶	154	5			j_5		
			中侏罗统(世)	卡洛夫阶	160	2			j_4	J_2	
				巴通阶	164	2			j_3		
				巴柔阶	170	4/3			j_2		
				阿林阶	175	3			j_1		
			下侏罗统(早侏罗世)	土阿辛阶	184	3			l_4	J_1	
				普林斯巴阶	191				l_3		
				辛涅缪尔阶	200	4/7			l_2		
				赫塘阶	203	3			l_1		
		三叠系(纪)	上三叠统(晚三叠世)	瑞替阶					t_7	T_3	T
				诺利阶	220				t_6		
				卡尼阶	230	6			t_5		
			中三叠统(世)	拉丁阶	233	5			t_4	T_2	
				安尼阶	240	5			t_3		
			下三叠统(早三叠世)	奥伦尼克阶					t_2	T_1	
				印度阶	250	3	251.1	3.6	t_1		

表 9－2(续－1)

宇（宙）	界（代）	系（纪）	亚系(亚纪)统(世)	阶（期）	年龄(G.S.Odin) Ma	±	年龄(分会) Ma	±	代号 阶	统	系
显生宇（宙）PH	古生界（代）PZ	二叠系（纪）	乐平统（世）	长兴阶	250	3	251.1	3.6	p_9	P_3	P
				吴家坪阶					p_8		
			瓜德鲁普统（世）	卡匹敦阶					p_7		
				沃德阶					p_6	P_2	
				罗德阶					p_5		
			乌拉尔统（世）	空谷阶			272.2	3.2	p_4		
				亚丁斯克阶					p_3	P_1	
				萨克马尔阶			280.3	2.6	p_2		
				阿瑟尔阶					p_1		
		石炭系（纪）	宾夕法尼亚亚系（亚纪）	格舍尔阶	295	5	298		c_7	C_2	C
				卡西莫夫阶					c_6		
				莫斯科阶					c_5		
				巴什基尔阶					c_4		
			密西西比亚系（亚纪）	谢尔普霍夫阶			320		c_3	C_1	
				维宪阶	325	5	327		c_2		
				杜内阶	345		342	3.6	c_1		
		泥盆系（纪）	上泥盆统（晚泥盆世）	法门阶	355	5	354	4	d_7	D_3	D
				弗拉阶	370	5			d_6		
			中泥盆统（世）	吉维特阶	375	5			d_5	D_2	
				艾菲尔阶	38C				d_4		
			下泥盆统（早泥盆世）	埃姆斯阶	390	5			d_3	D_1	
				布拉格阶	400	5			d_2		
				洛霍考夫阶					d_1		
		志留系（纪）	普里道利统(世)		410	8/5			s_8		S
			罗德洛统（世）	卢德福德阶	415				s_7	S_3	
				戈斯特阶					s_6		
			温洛克统（世）	侯默阶	425	5			s_5	S_2	
				申伍德阶					s_4		
			兰多维列统（世）	特列奇阶	430	6			s_3	S_1	
				埃隆阶					s_2		
				鲁丹阶					s_1		
		奥陶系（纪）	上奥陶统(晚奥陶世)		435	6/4	440			O_3	O
			中奥陶统（世）	达瑞威尔阶	455	5				O_2	
							467.5	3			
			下奥陶统（早奥陶世）		465	5				O_1	
				特马豆克阶							
		寒武系（纪）	上寒武统(晚寒武世)		500		495			$\in_3$	$\in$
			中寒武统(世)				500			$\in_2$	
			下寒武统(早寒武世)		520		520			$\in_1$	
					540	5	545				

表 9－2(续－2)

	宇（宙）	界（代）	系（纪）	年龄(分会) Ma	代号 系	界
前寒武系 P∈	元古宇（宙）PR	新元古界(代)	新元古Ⅲ系(纪)(末元古系)	540	NP_3	NP
			成冰系(纪)	650	NP_2	
			拉伸系(纪)	850	NP_1	
		中元古界(代)	狭带系(纪)	1000	MP_3	MP
			延展系(纪)	1200	MP_2	
			盖层系(纪)	1400	MP_1	
		古元古界(代)	固结系(纪)	1600	PP_4	PP
			造山系(纪)	1800	PP_3	
			层侵系(纪)	2050	PP_2	
			成铁系(纪)	2300	PP_1	
	太古宇（宙）AR	新太古界(代)	未再分系	2500		NA
		中太古界(代)		2800		MA
		古太古界(代)		3200		PA
		始太古界(代)		3600		EA

表 9-3　中国区域年代地层(地质年表)表(I)(据全国地层委员会，2002)

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)		Ma
显生宇(宙) PH	新生界(代)(Cz	第四系(纪)Q	全新统(世)Qh			0.01
			更新统(世)Qp			2.60
		新近系(纪)N	上新统(世)N_2			5.3
			中新统(世)N_1			23.3
		古近系(纪)E	渐新统(世)E_3			32
			始新统(世)E_2			56.5
			古新统(世)E_1			65
	中生界(代)MZ	白垩系(纪)K	上(晚)白垩统(世)K_2			96
			下(晚)白垩统(世)K_1			137
		侏罗系(纪)J	上(晚)侏罗统(世)J_3			
			中侏罗统(世)J_2			
			下(早)侏罗统(世)J_1			
		三叠系(纪)T	上(晚)三叠统(世)T_3	土隆阶(期)T_3^2		205
				亚智梁阶(期)T_3^1		
			中三叠统(世)T_2	待建		227
				青岩阶(期)T_2^1		
			下(早)三叠统(世)T_1	巢湖阶(期)T_1^2		241
				殷坑阶(期)T_1^1		★250
	古生界(代)PZ	二叠系(纪)P	上(晚)二叠统(世)P_3	长兴阶(期)P_3^2	煤山亚阶(亚期)	
					葆青亚阶(亚期)	
				吴家坪阶(期)P_3^1	老山亚阶(亚期)	★
					来宾亚阶(亚期)	
			中二叠统(世)P_2	冷坞阶(期)P_2^3		★257
				茅口阶(期)P_2^2		
				栖霞阶(期)P_2^1		
			下(早)二叠统(世)P_1	隆林阶(期)P_1^2		277
				紫松阶(期)P_1^1		
		石炭系(纪)C	上(晚)石炭统(世)C_2	道遥阶(期)C_2^3		295
				达拉阶(期)C_2^2		
				滑石板阶(期)C_2^2		
				罗苏阶(期)C_2^1		
			下(早)石炭统(世)C_1	德坞阶(期)C_1^3		320
				大塘阶(期)C_1^2		
				岩关阶(期)C_1^1		
		泥盆系(纪)D	上(晚)泥盆统(世)D_3	邵东阶(期)D_3^3		354
				待建		
				锡矿山阶(期)D_3^2		
				佘田桥阶(期)D_3^1		
			中泥盆统(世)D_2	东岗岭阶(期)D_2^2		372
				应堂阶(期)D_2^1		
			下(早)泥盆统(世)D_1	四排阶(期)D_1^3		386
				郁江阶(期)D_1^2		
				那高岭阶(期)D_1^2		
				待建		
		志留系(纪)S	顶志留统(世)S_4			410
			上(晚)志留统(世)S_3			
			中志留统(世)S_2			
				安康阶(期)S_2^2		
			下(早)志留统(世)S_1	紫阳阶(期)S_1^2	马蹄湾亚阶(亚期)	
					南塔梁亚阶(亚期)	
				大中坝阶(期)S_1^2		
				龙马溪阶(期)S_1^1		438

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)	Ma
显生宇(宙) PH	古生界(代)Pz	奥陶系(纪)O	上(晚)奥陶统(世)O_3	钱塘江阶(期)O_3^3	
				艾家山阶(期)O_3^2	
			中奥陶统(世)O_2	达瑞威尔阶(期)O_2^2	★
				大湾阶(期)O_2^1	★
			下(早)奥陶统(世)O_1	道保湾阶(期)O_1^2	
				新厂阶(期)O_1^1	490
		寒武系(纪)∈	上(晚)寒武统(世)$∈_3$	凤山阶(期)$∈_3^3$	
				长山阶(期)$∈_3^2$	
				固山阶(期)$∈_3^1$	★500
			中寒武统(世)$∈_2$	张夏阶(期)$∈_2^3$	
				徐庄阶(期)$∈_2^2$	
				毛庄阶(期)$∈_2^1$	513
			下(早)寒武统(世)$∈_1$	龙王庙阶(期)$∈_1^4$	
				沧浪铺阶(期)$∈_1^3$	
				筑竹寺阶(期)$∈_1^2$	
				梅树村阶(期)$∈_1^1$	543
元古宇(宙) Pt	上(新)元古界(代)Pt3	震旦系(纪)Z	上(晚)震旦统(世)Z_2	灯影峡阶(期)Z_2^2	630
			下(早)震旦统(世)Z_1	陡山沱阶(期)Z_1^1	680
		南华系(纪)Nh	上(晚)南华统(世)Nh_2		
			下(早)南华统(世)Nh_1		800
		青白口系(纪)Qb	上(晚)青白口统(世)Qb_2		900
			下(早)青白口统(世)Qb_1		1000
	中元古界(代)Pt2	蓟县系(纪)Jx	上(晚)蓟县统(世)Jx_2		1200
			下(早)蓟县统(世)Jx_1		1400
		长城系(纪)Ch	上(晚)长城统(世)Ch_2		1600
			下(早)长城统(世)Ch_1		1800
	下(古)元古界(5代)Pt1	滹沱系(纪)Ht			2300
太古宇(宙) AR	上(新)太古界(代)Ar3				2500
	中太古界(代)Ar2				2800
	下(古)太古界(代)Ar1				3200
	始太古界(代)Ar0				3600

★表示已确立在中国的"全球界线层型剖面和点(GSSP)"(截止 2006 年底，已在中国确立的 GSSP 共 6 个)。

表 9-3(续) 中国区域年代地层(地质年表)表(Ⅱ)(据全国地层委员会，2002)

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)	Ma
显生宇(宙) PH	新生界(代) CZ	第四系(纪) Q	全新统(世)Qh	未建	0.01
			更新统(世)Qp	萨拉乌苏阶(期)[马兰阶(期)]Q_p^3	
				周口店阶(期)[离石阶(期)]Q_p^2	
				泥河湾阶(期)[午城阶(期)]Q_p^1	2.60
		新近系(纪) N	上新统(世)N_2	麻则沟阶(期)N_2^2	
				高庄阶(期)N_2^1	5.30
			中生统(世)N_1	保德阶(期)N_1^3	
				通古尔阶(期)N_1^2	
				山旺阶(期)N_1^1	
				谢家阶(期)N_1^1	23.3
		古近系(纪) E	渐新统(世)E_3	塔本布鲁克阶(期)E_3^2	
				乌兰布拉格阶(期)E_3^1	32
			始新统(世)E_2	蔡家冲阶(期)E_2^3	
				垣曲阶(期)E_2^2	
				卢氏阶(期)E_2^2	
				岭茶阶(期)E_2^1	56.5
			古新统(世)E_1	池江阶(期)E_1^2	
				上湖阶(期)E_1^1	65
	中生界(代) MZ	白垩系(纪) K	上(晚)白垩统(世)K_2	富饶阶(期)K_2^5	
				明水阶(期)K_2^4	
				四方台阶(期)K_2^3	
				嫩江阶(期)K_2^3	
				姚家阶(期)K_2^2	
				青山口阶(期)K_2^1	96
			下(早)白垩统(世)K_1	泉头阶(期)K_1^2	
				孙家湾阶(期)K_1^2	
				阜新阶(期)K_1^2	
				沙海阶(期)K_1^2	
				九佛堂阶(期)K_1^2	
				义县阶(期)K_1^1	? 137

宇(宙)	界(代)	系(纪)	统(世)	阶(期)	Ma
显生宇(宙) PH	中生界(代) MZ	侏罗系(纪) J	上(晚)侏罗统(世)J_3	大北沟阶(期)J_3^3	137
				待建	
				土城子阶(期)J_3^1	
			中侏罗统(世)J_2	头屯河阶(期)J_2^2	
				西山窑阶(期)J_2^1	
			下(早)侏罗统(世)J_1	三工河阶(期)J_1^2	
				八道湾阶(期)J_1^1	205
		三叠系(纪) T	上(晚)三叠统(世)T_3	瓦窑堡阶(期)T_3^3	
				永坪阶(期)T_3^2	
				胡家村阶(期)T_3^1	
			中三叠统(世)T_2	铜川阶(期)T_2^2	
				二马营阶(期)T_2^1	
			下(早)三叠统(世)T_1	和尚沟阶(期)T_1^2	241
				大龙口阶(期)T_1^1	250
	古生界(代) PZ	二叠系(纪) P	上(晚)三叠统(世)P_3	孙家沟阶(期)	
				待建	
			中二叠统(世)P_2	下石盒子阶(期)	
				待建	
			下(早)二叠统(世)P_1	太原阶(期)	295
		石炭系(纪) C	上(晚)石炭统(世)C_2	晋祠阶(期)C_2^3	
				本溪阶(期)C_2^2	
				羊虎沟阶(期)C_2^2	
				红土坳阶(期)C_2^1	320
			下(早)石炭统(世)C_1	榆树梁阶(期)C_1^2	
				臭牛沟阶(期)C_1^2	
				前黑山沟阶(期)C_1^1	354

第十章　历史构造分析和古构造

在漫长的地质岁月中，地球内部不断发生着变化，导致地壳或岩石圈在水平和垂直方向上，以有节奏的平静演化和急剧变革相交替的方式运动。这种运动一方面使各大陆在水平方向上发生大规模的运动，导致大陆之间的离合，同时造成古生物、古地理和古气候的差异。另一方面引起地球表面的差异升降，从而造成不同环境中沉积物性质、结构、构造、几何形态以及空间分布等方面的差异。通过对不同地区、不同时期地层进行综合研究，确定其构造发展状态和过程，划分构造演化阶段和大地构造分区，恢复不同地区、不同块体之间的相互关系及演化过程即为历史构造分析。历史构造分析的重要理论依据就是王鸿祯院士(1981，1982，1990)提出的大地构造活动论、大地构造单元论和构造演化阶段论。所谓大地构造活动论，是以活动论的观点认识地史时期大陆和大洋相对于地极、赤道位置的变化以及它们相互之间的位置变化。构造演化阶段论是指地球岩石圈由简单到复杂、有节奏和分阶段的平静演化和急剧变革相交替的演化规律。而大地构造单元论则是指在活动论和阶段论的思想指导下，根据古大陆形成演化历程去划分大地构造单元和分区。上述大地构造三论是一个相互联系和依存的完整理论体系，是历史大地构造理论的精华。

第一节　历史大地构造分析的内容

一、沉积物组分和沉积组合(或沉积建造)

地壳构造状态是不均一的，不同地区地壳垂直和水平运动的幅度和速度不一，对沉积过程中沉积物的迁移距离、分选程度和沉积速度都有重要影响，也必然会反映到沉积物组分上来。在地形平缓的平原地区，河流沉积中的碎屑物质可能来源于千里之外。经过长距离的搬运磨蚀，大部分不稳定矿物受风化分解不复存在，遗留下来的矿物经过反复冲刷磨蚀，从成分到结构均较成熟，其稳定的碎屑成分(如石英)含量高、圆度和分选较好。相反，在高差悬殊的山区或山麓带，碎屑物质急剧堆积，搬运不远，多数岩屑或岩块，成分和结构成熟度低。同样，在平坦的陆架或滨浅海带碎屑沉积物经过滨海带的长期簸选磨蚀，其成分成熟度高、分选及磨圆好。而在火山岛弧周围由于地形坡度大，急剧堆积大量具棱角的火山岩屑，形成岩屑杂砂岩，代表构造和火山活动地区的快速堆积。由此可以看出，不同构造背景的沉积区具有不同的岩石矿物成分。如表 10－1 所示，在大型稳定的缓慢沉降的盆地内，沉积物主要为石英质砾岩，砂岩，高岭石黏土岩，稳定的可燃有机岩(如孢子煤，树皮煤)，石英含量＞90%；而在次稳定的裂谷盆地中，主要为花岗质砾岩，长石砂岩，长石质石英砂岩，水云母黏土岩等沉积，石英含量为 65%～90%；在非稳定盆地(如：活动的洋中脊盆地和岛弧海沟盆地)内，沉积物主要为杂砾岩、杂砂岩、硬砂岩、杂黏土岩，石英含量小于 65%，甚至小于 15%，基质含量最高，反映了一种快速堆积的沉积过程。Dickison(1979)分析了现代和古代 1.1 万余件砂质沉积物和砂岩中石英、长石和岩屑相对含量与构造背景的关系后，总结了一套定量指标和图解(图 10－1)。Bhatia(1983，1986)通过研究砂质沉积物及砂岩的地球化学成分也总结出了类似的图解。根据这些方法，通过对某一地区某一地层的砂岩碎屑成分(石英，长石和岩屑)或地球化学成分进行定量统计、投点，可以帮助确定研究区当时的大地构造背景。

沉积物组分分析的另一个重要方法是沉积组合或沉积建造分析。沉积组合(或沉积建造)是在一定地质时期内形成的，能够反映其沉积过程主要构造背景的沉积岩共生综合体。根据构造活动程度，可以把沉积组合划分为陆相和海相稳定型、过渡型和活动型等。

表 10-1 不同大地构造背景下的盆地类型及其沉积组合特征

(据孟祥化,1982)

特征 \ 类型	稳定型	次稳定型	非稳定型
主要物质成分组合	石英岩砾岩及等石英岩砾石组成的砾岩(石英质砾石);石英碎屑及等石英碎屑组成的砂岩(石英砂岩);稳定组分的泥岩(如高岭石黏土岩);稳定组分的可燃有机岩(如孢子煤、树皮煤)	花岗岩砾石及等花岗岩砾石组成的砾岩,长石碎屑及等长石碎屑组成的砂岩(如长石砂岩、长石质石英砂岩);次稳定组分的泥岩(如水云母黏土岩);次稳定组分的可燃有机岩	杂砂岩;岩屑并包含火山碎屑组分和基质很高的砂岩(杂砂岩、硬砂岩);非稳定组分的泥岩(如杂黏土岩);非稳定组分的可燃有机岩(如杂有机岩类)
石英含量	>90%	90%~65%	<65%或<15%
基质含量	基质含量最低	基质含量较高	基质含量最高
自然岩石组合中微量元素地球化学分配类型	规则型为主	过渡型为主	紊乱型为主
沉积旋回韵律	简单	复杂而节奏清晰	沉积旋回相当复杂,从节奏明显至无节奏
沉积体的几何形态	固定型,有板状、席状	条带、收缩体、移位体	移位体、扩张体
代表	克拉通盆地	裂谷盆地和张裂边缘盆地(被动边缘盆地)	洋中脊盆地、岛弧海沟盆地

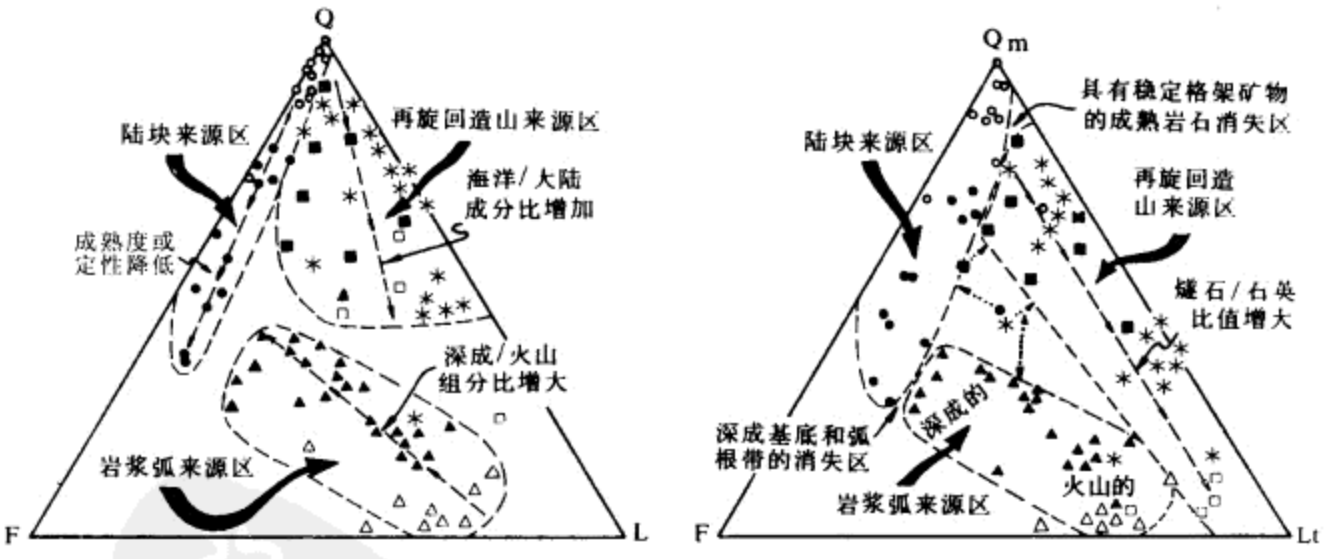


图 10-1 砂岩碎屑组分构造背景图解

(据 Dickinson and Suezek,1979)

Q. 石英+燧石;F. 长石;L. 不稳定岩屑;Qm. 单晶石英;Lt. 岩屑

在大陆上,稳定类型的构造背景主要发育在广阔的准平原、内陆盆地及近海平原,相应的沉积组合是游移盆地湖泊碎屑组合、内陆盆地河湖泥质组合及近海盆地含煤碎屑组合。活动类型的构造背景可以强烈上升的高峻山系和巨大的陆缘火山活动带为代表,巨厚的山麓山间粗碎屑(磨拉石)组合和大陆火山喷发-碎屑组合为其典型产物。陆相过渡型沉积组合包括近海沉陷盆地碎屑泥质沉积组合和海陆交互相碎屑泥质沉积组合等。

在海洋中,广阔的陆表海、陆棚海代表稳定的构造背景,形成稳定型滨浅海碎屑岩或碳酸盐岩组合;非补偿的边缘海、活动陆棚、大陆斜坡可以代表过渡型的构造背景,形成相应的过渡型沉积组合,如非补偿边

缘海炭质、硅质组合，活动陆棚泥质碳酸盐沉积组合。活动大陆边缘的弧后海、弧间海、深海沟和远洋盆地为活动型的海洋背景，其形成岛弧海岩屑杂砂岩-火山岩沉积组合、半深海至深海砂泥质复理石组合，以及包含超基性、基性岩和放射虫硅质岩的蛇绿岩组合。

二、沉积物厚度分析

沉积物的古环境和厚度分析是判断地壳垂向运动的幅度和速率的重要手段。例如，钻井资料证实天津附近海平面以下深达 700m 处仍为第四纪河流冲积层，说明这一地区从第四纪以来已至少下降 700m（考虑到沉积物压实损失的厚度）。因此可以通过沉积环境和厚度分析去恢复沉积盆地的构造性质。在以沉积厚度分析沉积盆地构造性质时，应注意区别 3 种情况：一是沉积盆地基底下降速率和沉积速率大体一致，致使古水深不变，岩相类型不发生较大变化，这种盆地称为补偿盆地。补偿盆地的盆地基底下降幅度等于沉积物的厚度。二是沉积基底下降速率高于沉积速率，致使水深加大，得不到沉积物补偿充填，虽然地质时间很长，但沉积物很薄，这种盆地称为非补偿盆地。非补偿盆地的盆地基底下降幅度等于沉积物厚度加上盆地水体所加深的深度值。三是沉积物的沉积速率高于沉积基底下降速率，则海水水深变浅，沉积物厚度大于沉积基底下降的幅度，这种盆地称为超补偿盆地。超补偿盆地基底的下降幅度等于沉积物厚度减去盆地水体变浅的深度。

一般情况下，沉积物成岩时要受到不同程度的压实效应的影响。因此在采用地层厚度分析沉降史时，应首先进行地层压实校正，即把地层单元的实测厚度恢复到沉积时期的厚度。同时应准确确定古水深。古水深确定主要依据地层的沉积环境分析，并结合古生物群落和生态组合来进行。某一地区盆地构造沉降曲线公式为

$$Y = S^{*}\frac{\rho_{m}-\rho_{s}}{\rho_{m}-\rho_{w}} + W_{d} - \Delta S_{L}\frac{\rho_{m}-\rho_{w}}{\rho_{m}-\rho_{w}}$$

式中：Y 为构造沉降，S^{*} 为压实校正地层厚度，ρ_{s} 为平均沉积物密度，ρ_{m} 为平均地幔密度（3.4g/cm³），ρ_{w} 为平均海水密度（1.03g/cm³），W_{d} 为沉积物沉积时水深，ΔS_{L} 为相对现在海平面高度的全球海平面变化。

三、沉积相和沉积古地理分析

沉积相和沉积环境分析既是地层成因研究的一个重要方法，也是地层形成的构造背景研究的重要手段。在不同的大地构造背景下，由于沉积盆地类型和沉积环境特征的不同，其沉积相也不相同。在稳定的大陆板块内部多为陆表海的浅水碎屑岩和碳酸盐岩沉积。而在大陆板块边缘多为陆棚海的滨浅海沉积、半深海-深海环境的浊积岩、等深岩及泥岩沉积。

利用沉积相恢复地层的沉积环境可以帮助重建地层形成的古地理。古地理重建的重要手段是通过岩相古地理编图了解地史时期的海陆分布、地形地貌特征等古地理要素及各地理单元中沉积物类型。岩相古地理图编图通常采用点—线—面分析法。首先为了解某一地质时期内一定范围内沉积环境的全貌，往往要通过大量剖面（点）的地层划分对比和沉积环境分析，而后恢复沉积环境沿某一断面的变化状况（线）及全区的海陆格局和沉积类型的空间分布（面）。沉积断面的截取一般垂直主要沉积相带的展布方向，以最大限度地展现某一时期内地层岩性或沉积相的空间格架、相互关系和展布规律，便于对其形成控制因素的分析。地史分析中主要进行大区域沉积和构造背景分析，一般采用比例尺小于 1∶1000 万的概略岩相古地理图，如本书地史分论各章（第 11～15 章）的古地理图。它主要表示沉积组合类型的空间分布和构造古地理格局的密切关系。通过概略性古地理分析可以帮助认识古海洋类型（如陆表海、陆棚海、边缘海、岛弧海和远洋）、展布，确定板块边界（俯冲带或地缝合线）的位置等。

四、沉积盆地分析

沉积盆地的类型和特征与其所处的大地构造位置密切相关，大地构造状态决定了盆地的类型和特征。表 10-2 为不同大地构造背景的沉积盆地的类型（图 10-2），不同类型的沉积盆地的沉积相及其时空组合不同。因此，通过了解盆地沉积物组分、沉积相、沉积体系及其时空关系、古水流分布格局等，可以恢复盆

地的性质和类型，确定盆地的大地构造背景及其演化。

表 10－2 沉积盆地的分类方案（杜远生，1998）

各类背景下的盆地	分类	
伸展背景下的沉积盆地	裂谷及夭折裂谷盆地 被动大陆边缘盆地 大洋盆地 坳拉槽盆地，初始洋盆 洋岛，海山，海底高原（大西洋型）	陆内裂谷，大陆边缘裂谷，裂陷槽盆地 大陆架，大陆坡，大陆隆
会聚背景下的沉积盆地	弧后盆地，弧间盆地，弧前盆地，海沟，大洋盆地，洋岛，海山等（西太平洋型）	
转换或走滑背景下的沉积盆地	拉分盆地，走滑盆地	
大陆碰撞背景下的沉积盆地	与 A 型碰撞有关的沉积盆地 与 B 型碰撞有关的沉积盆地	陆间残余盆地，弧后残余盆地，周缘前陆盆地，弧后前陆盆地，背驮式盆地，山间断陷盆地，山前断陷盆地，缝合线盆地
小型克拉通盆地	内克拉通盆地，克拉通边缘盆地，克拉通内裂陷槽盆地	

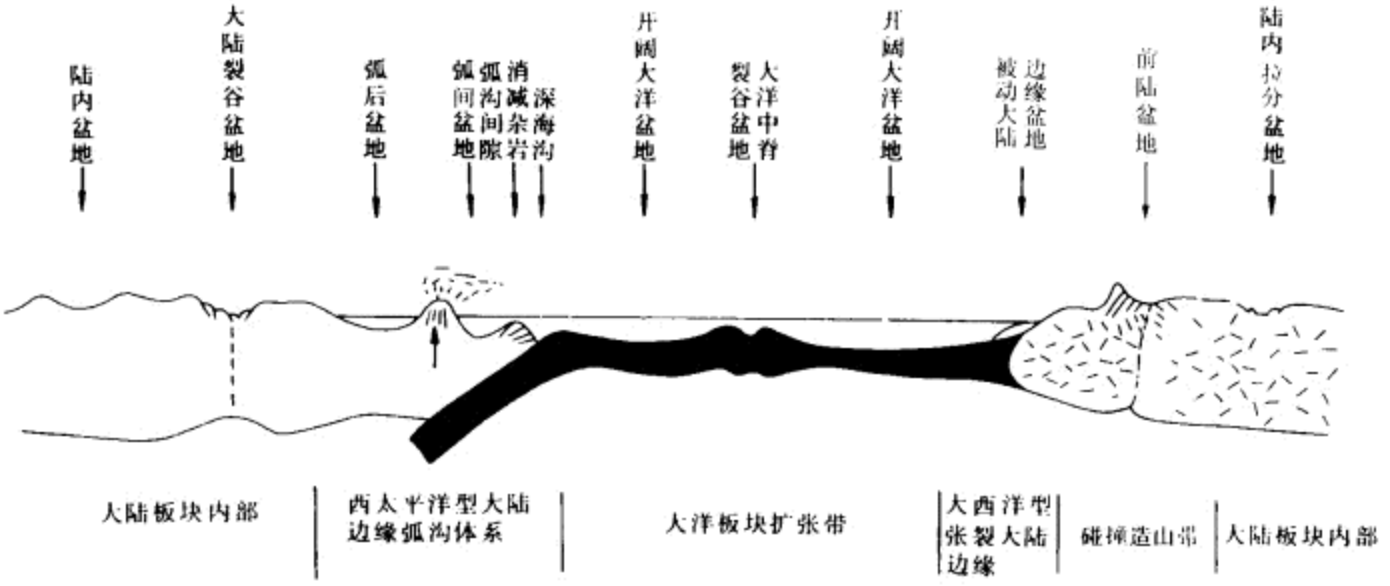


图 10－2 板块背景下部分沉积盆地分布示意图

（据 Dickinson W R，1974 修改）

不同的沉积盆地类型和沉积盆地组合，代表不同的大地构造背景和不同的构造阶段。如克拉通盆地主要分布于大陆板块内部以及大洋中的微板块、地块等构造背景下；被动大陆边缘盆地和活动大陆边缘盆地均分布于大陆板块边缘地带，前者形成于大地构造伸展期，后者形成于大地构造挤压期；与大陆碰撞有关的盆地形成于岛弧与大陆板块、大陆板块与大陆板块碰撞的构造背景下，并形成碰撞造山带。所以可以通过沉积盆地的性质、分布去恢复研究区的大地构造背景和所处的大地构造阶段。

五、构造运动面分析

构造运动面是历史大地构造分析的重要内容。构造运动面，即不整合和间断面是地壳运动的直接记录。不整合，不论是角度不整合还是平行不整合，都是地壳抬升，遭受剥蚀产生的结果。前者代表了早期形成的地层经过不同程度的变形，并通常伴有一定程度的变质改造，遭受剥蚀，而后再接受沉积；后者反映早期形成的地层经整体抬升，遭受剥蚀，而后接受沉积；二者分别反映了造山运动和造陆运动的存在。沉积间断是指沉积过程中沉积作用停止，可能与沉积物的供给有关，也可能是地壳快速升降作用的结果。通过对间断和不整合的研究，也能了解某一地区地壳的构造升降历史。

第二节　地史中恢复古板块的方法

按板块学说的观点，岩石圈和软流圈是对立的。岩石圈为厚约 70km（大洋）至 120～150km（大陆），由地壳和上地幔顶部组成的刚性块体，它被各种类型的构造活动带——洋中脊、海沟、转换断层、古缝合带分割成刚性的板状块体——板块。软流圈是厚达几百公里的可缓慢塑性流动的软弱带，岩石圈板块能在它的上面滑动。因此板块内部是相对稳定的地区，而板块边界则是地表表面最活跃、最集中的构造活动带。按照这一观点，Le. Pichon（1968）将现在的岩石圈划分为六大板块：太平洋板块、欧亚板块、印度洋板块、非洲板块、美洲板块、南极洲板块。然而，对地质历史时期古板块的恢复则比较复杂，主要采用以下几种方法。

一、地缝合线追踪法

板块相互之间的碰撞和俯冲消减能留下其拼合碰撞的标志——地缝合线，地缝合线本身是巨大而复杂的超岩石圈深断裂带，其两侧地块的地质发展史往往有大的差异。沿地缝合线则断续分布有蛇绿岩套，混杂堆积和高压变质带等特殊的地质记录。

蛇绿岩套是由代表洋壳组分的超基性—基性岩（橄榄岩、蛇纹岩、辉长岩），枕状玄武岩和远洋沉积（放射虫硅质岩，软泥）组成的"三位一体"共生综合体。其中的超基性—基性岩往往呈现冷侵入式构造侵位，代表板块碰撞时沿地缝合线挤上来的古洋壳残片。图 10－3 表示地史中蛇绿岩套的典型层序，与现代深海盆地的洋壳结构可以很好地对比。

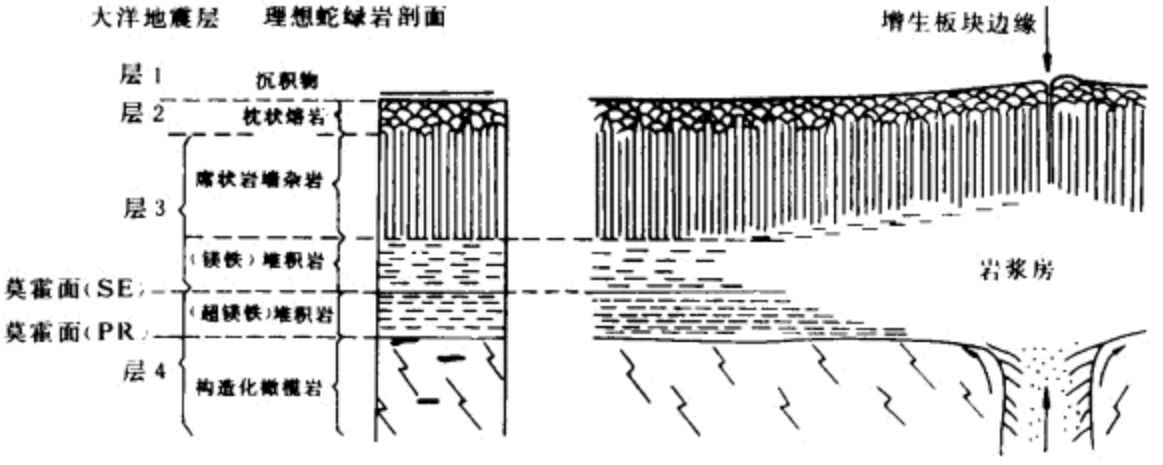


图 10－3　理想蛇绿岩剖面及其成因模式

（转引自鲍佩声等，1982）

混杂堆积是海沟、俯冲带的典型产物。成分复杂，其中既有一系列逆冲断裂切碎和推覆上来的洋壳构造残片（图 10－4），又有因板块俯冲而削括下来的浊流、远洋沉积以及浅水区崩塌下来早先形成地层的外来岩块。它的一个典型特征就是由不同成因、不同时代岩块和深海细粒沉积混杂相处，也导致同一层位中不同时代的化石混杂共生。

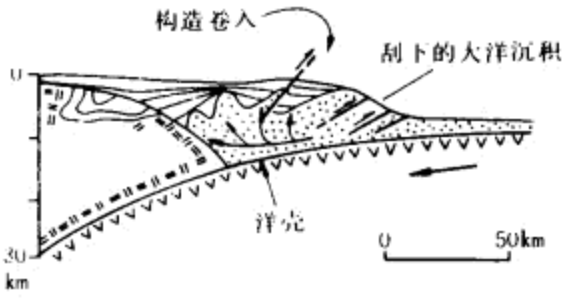


图 10－4　混杂堆积成因模式

（据 Scholl. *et al*.，1980）

高压变质带也是地缝合线的一个特有现象。在海沟、俯冲带部位，受到强烈的挤压应力，但温度不高，出现以蓝闪石片岩为标志的高压低温变质带。高压变质带一般沿地缝合线平行出现，可用来指示地缝合线的位置以及板块的俯冲方向。

二、古大陆边缘的识别

在板块缝合线和大陆板块之间即为板块的大陆边缘部分。现代海洋研究表明，大陆边缘可以分为两种类型：一是类似于大西洋的大陆边缘，该边缘没有洋壳俯冲带，所以不存在岛弧-海沟体系，这类大陆边缘称为被动大陆边缘（图 10－5）；另一类类似于太平洋的大陆边缘，该边缘具有洋壳俯冲带，洋壳俯冲形成岛弧-海沟体系（西太平洋）或大陆火山弧-海沟体系（东太平洋）这类大陆边缘称为活动大陆边缘（图 10－6）。从沉积上讲，大陆边缘既不同于大陆板块内部的稳定克拉通盆地，也不同于具有深水细粒沉积和伴生有洋壳的大洋盆地。被动大陆边缘除沿岸地区外，陆棚浅海、陆坡-陆隆的深水沉积和海底浊积扇发育，而活动大陆边缘岛弧火山岩及共生的海沟深水浊积岩发育。从构造变形上看，大陆边缘变形程度也介于大陆克拉通和古缝合带之间。

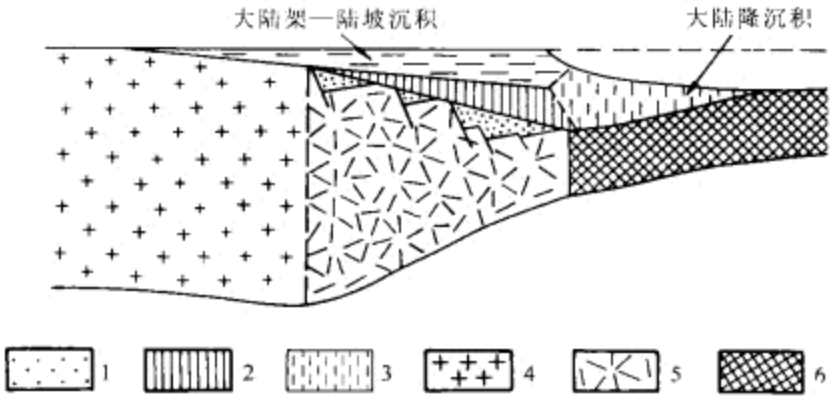


图 10－5 被动大陆边缘沉积剖面示意图

（据金性春，1985）

1. 大陆裂谷阶段的粗碎屑沉积；2. 闭塞海湾相沉积；3. 重力流-远洋沉积；4. 大陆型地壳；5. 过渡型地壳；6. 大洋型地壳

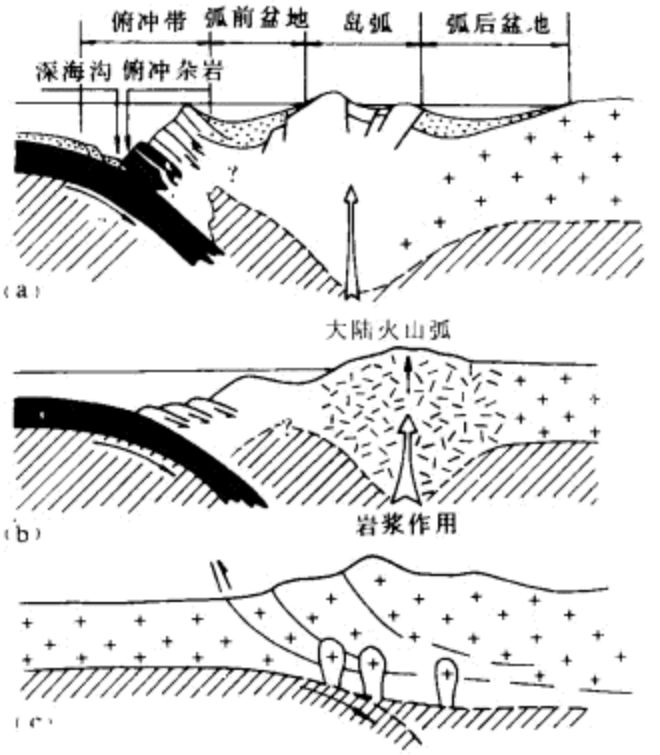


图 10－6 活动大陆边缘剖面示意图

（据 Boulin，1977，稍作修改）

B 式俯冲：(a)西太平洋型，(b)安第斯型；

A 式俯冲：(c)阿尔卑斯型

三、古地磁学方法

不管是火成岩还是沉积岩都含有磁性矿物，这些矿物在岩石形成时受到地磁场的磁化影响，在岩石中保留了可以指示当时地磁方向的磁偏角（D）和磁倾角（I）等剩余磁性。如果采用退磁技术，消除以后地壳运动对原有剩余磁性的叠加影响，恢复岩石形成时的磁化方向，就可利用下列公式计算出古纬度（λ）：

$$\tan I = 2\tan\lambda \text{（例如 } I = 49°\text{，则 } \lambda = 30°\text{）}$$

根据采样点位置，可以确定古板块当时的古纬度，通过同一板块不同时期的古地磁古纬度分析，可以推断板块的运动方向和距离。例如古地磁资料表明：班公错-怒江断裂带以西的岗念喜马拉雅地块石炭纪时处于高纬度，和印度板块相近；而以东的扬子板块当时属低纬度，而现在这两个板块相接在一起，说明石炭纪两板块相隔甚远，后来不断靠近，最后碰撞在一起，形成了班公错-怒江地缝合线。

通过古地磁研究也可计算出古磁极的位置。由于一般假定古磁极与地球自转轴（地理极）的平均位置大体接近，所以根据磁偏角和古磁极可以恢复古板块的方位。对不同板块不同时期的古磁极进行系统研究，可以得出各个板块不同时期古磁极的变化轨迹，即极移轨迹。图 10－7 是欧洲和北美板块寒武纪以来古磁极位置连续变迁的轨迹，可以看出，这两条曲线并不重合。如果地质历史时期这两个大陆的相对位置未发生位移，那么这两条曲线应是重合的。两条线不重合说明这两个大陆在地史时期曾发生过较大的相对位移，如果假设两大陆间曾在早古生代有一个古大西洋相隔，则这种极移曲线的偏离可以消除。

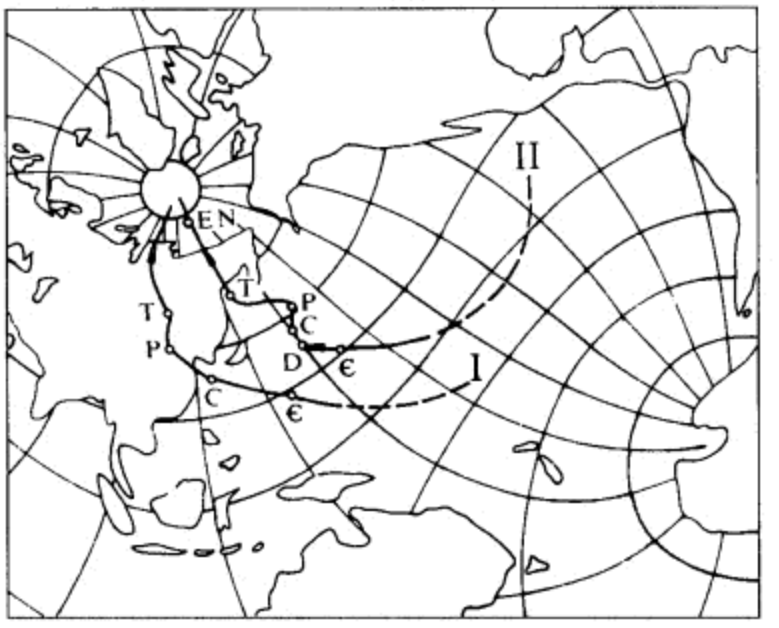


图 10－7　欧洲(Ⅰ曲线)及北美(Ⅱ曲线)大陆寒武纪以来的磁性迁移曲线

(据 Runcorn,1962)

四、生物古地理

生物古地理分区主要指因温度控制和地理隔离两大因素长期形成的生物分类和演化体系具重要区别的地理区划。生物分区包括不同级别,最大的一级分区称为生物大区,二级分区称为生物区,更次级的为生物省和生态区。温度控制对陆生生物来说主要受气候带制约,有时也与地形高低所反映的垂直气候分带有关。海生生物则主要受与纬度高低有关的海水温度及不规则海流分布范围的影响。地理隔离对陆生生物来说主要是海洋隔离,对海洋生物来说即有大陆、地峡的陆地隔离因素,还有广阔洋盆的深海隔离。相对来说,地理隔离对生物分区的影响更为重要,这是因为地理隔离可导致生物间基因无法交流,形成一些差别较大,甚至很大的生物类群。

大陆板块之间均为大洋或海沟分隔,是陆生生物和海生底栖生物地理隔离的一个重要障碍。以现代陆生生物为例,亚洲和澳洲之间存在著名的华莱士线(图 10－8),该线西侧分布的巽他动物群有狐、猴、猎、鹿等,属亚洲大陆南部的东洋界大区。该线东侧出现的有袋类、极乐鸟等特殊动物群已属澳洲界大区,与巽他动物群分布区之间现在存在很狭窄的较深海峡。这两类动物群分布区界线正好与亚洲大陆板块和

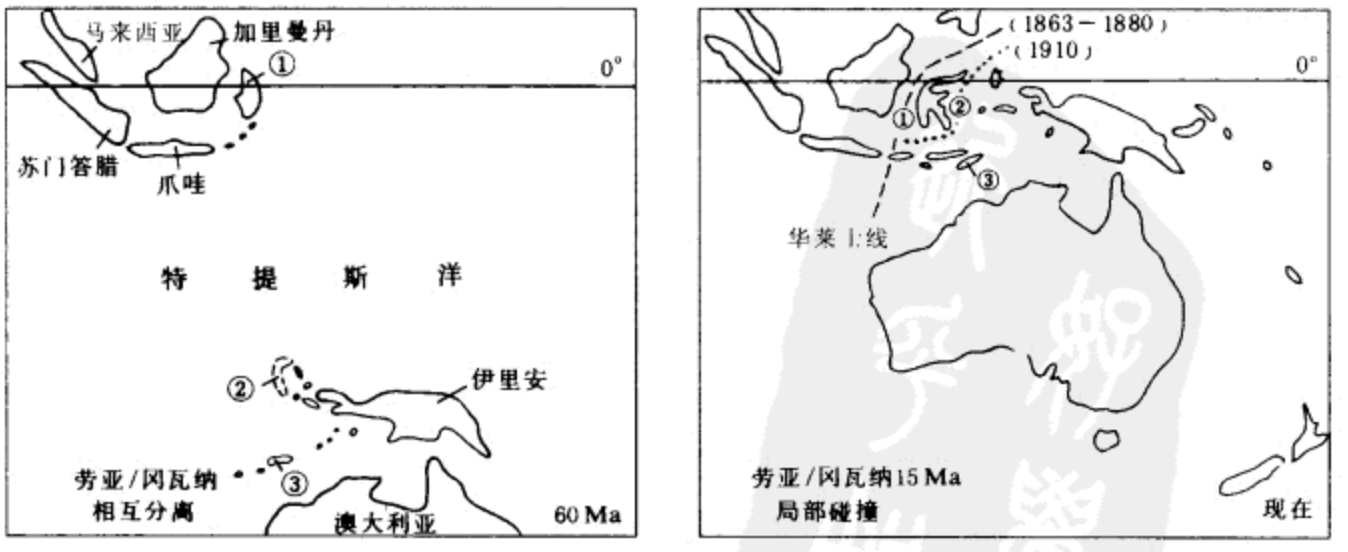


图 10－8　华莱士线与板块构造关系示意图

(据 Audley-Charles,1981 简化)

①苏拉威西岛西部;②苏拉威西岛东部;③帝汶岛

澳大利亚板块的界线一致。地史研究证明这两个板块新生代一直为深海峡所隔，并且曾经相隔较远，不可能发生生物的交流，因而导致华莱士线两侧生物群面貌的巨大差异。应该指出，华莱士线附近的苏拉威西岛已发现两个动物群有混生现象。板块构造的研究则证实该岛原来是由不同大陆分裂出来的两个微型板块重新拼合而成，同样反映出古生物分区与板块构造间的密切关系。

五、古气候分析

古气候是指地史时期各种气候要素如降雨量、气温、风力和风向等的综合。古气候分析主要研究古气候的各种生物和沉积标志，确定生物化石、矿物或岩石与气候（干湿、热冷）的关系，恢复不同地区不同时期的古气候。

一般情况下，在热带海洋环境中可形成生物礁、鲕粒滩、叠层石等特殊的沉积物，风暴沉积发育（尤其在纬度 5°～20°之间），伴生有造礁珊瑚、钙质海绵、层孔虫等；炎热，蒸发量很大的浅海环境中可出现石膏、石盐、甚至钾盐沉积，伴生有泥裂、晶痕及红色沉积层；温暖潮湿的陆地上可出现丰富的煤及大量植物化石。相比之下，寒冷的海洋环境内缺乏上述沉积，在大陆冰川附近的海域：①冰海沉积发育，如具明显“落石构造”的冰筏沉积发育；②碳酸盐沉积中多缺乏颗粒（生物碎屑、鲕粒，团粒等），菊花石（六水碳钙石）为其特征矿物；③生物贫乏，多为一些冷水的典型分子，如石炭纪—二叠纪冷水型四射珊瑚主要为一些体壁较厚的单带型单体分子。

地质历史时期不同的板块处于不同的古纬度，其古气候环境不一样。由于块板之间的相对运动，以前纬度差别很大的两个板块今天相撞在一起，必然出现气候条件差异很大的沉积物及生物群彼此相邻，这为寻找板块边界提供了重要依据。例如：中国西部岗念喜马拉雅地块（属冈瓦纳大陆）石炭纪时处在高纬度的寒冷气候，冰水沉积普遍，海相生物为 *Eurydesma*（宽铰蛤）冷水动物群，所见珊瑚也为体壁厚，缺乏鳞板的小型单体，如 *Cyathaxonia*（杯轴珊瑚），*Amplexus*（包珊瑚）等，陆相为寒冷气候的灌木-草木植物群——舌羊齿（*Glossopteris*）植物群；而其东侧的扬子板块当时处在低纬度热带区，出现有风暴沉积，鲕粒及膏盐沉积，海相生物繁盛，以造礁型复体珊瑚，苔藓虫，钙质海绵为特征，陆相植物主要为高大的石松，节蕨和科达类，其中鳞木可达 30～40m 长，树干不显年轮，显现了热带森林景观。如今，这两类隶属于两种纬度差别极大气候条件下的沉积物和生物群沿班公错-怒江断裂彼此相邻，说明这条断裂带是板块边界，即地缝合线。

六、岩浆岩组合特征

岩石圈内各种岩浆组合也受到不同构造环境的控制。例如：大洋型拉斑玄武岩具有一定的地球化学特征，仅见于洋壳海域；钙碱型火山岩喷发是火山岛弧或安底斯式陆缘火山活动带的典型产物，一般出现在俯冲带附近，是寻找板块边界的重要标志之一；在稳定大陆板块内部则出现大面积的溢流玄武岩喷发；而拉张的裂谷中往往出现玄武岩和流纹岩共生的双峰模式。通过这些岩浆岩组合的空间分布格局，也能推测板块分布或地缝合线的位置。

第三节　大地构造分区和中国古板块的划分

由于地壳构造活动的不均一性，因而可以从空间的角度将地壳各部分的区域性分异与构造阶段的发展变化联系起来划分大地构造单元或进行大地构造分区。大地构造分区的主要依据是构造活动程度，由于地壳演化中各个地区构造活动程度并非一成不变，而是可以相互转化的，所以进行大地构造分区时，必须具有历史分析的观点，即区分不同的构造阶段进行。大地构造分区具有不同的级别：一级分区分为稳定的板块区和板块间活动的狭长的活动构造带（包括板块的非稳定大陆边缘和地壳消减对接带或叠接带）两类；二级构造分区包括在稳定的板块区也可出现较活动的裂陷槽和陆内的碰撞带，而在板块间（大陆边缘和古大洋）内也可出现相对稳定的地块和微板块等。

由于板块、微板块和地块是大地构造分区的主要单元，因此大地构造分区的关键是这些块体，尤其是板块、微板块的划分。一般来说，大陆上的板块之间应发育地缝合线分隔，它以蛇绿岩套、混杂堆积、高压变质带，超岩石圈断裂为特征。除此之外，不同板块的古生物、古地理、古气候等均有明显的差异，相邻板块上的生物群由于长期的地理隔离、基因无法交流，生物群面貌差异很大，决非一般生态环境分异所致的生物群差异所能比拟。不同的板块在地质时期由于古纬度不一样，其古气候和古地理也必须有明显差异，这也是识别划分古板块的重要标志。

根据地缝合线的分布以及古生物、古地理、古气候分析，可将我国古大陆分为不同的古板块，它们以若干古缝合线相分隔，这些古缝合线包括：准格尔松辽地块北界的鄂尔济斯-卡拉美里线、贺根山线；华北-塔里木板块北部边界的艾比湖-居延海至索伦-西拉木伦线；分隔华北-塔里木板块、柴达木板块、秦岭微板块、扬子板块的修沟-玛沁-勉略线、北祁连线、丹凤-信阳线；扬子板块、义敦微板块、昌都-思茅微板块、东南亚板块、羌塘微板块、冈底斯微板块、印度板块之间的甘孜-理塘线、金沙江-藤条河线、澜沧江-昌宁-孟连线、班公错-怒江线及雅鲁藏布江线；分隔扬子板块与华夏板块、南海板块的江绍-钦防线和琼州海峡线等。

第四节　构造旋回和构造阶段

地球岩石圈的构造演化具有明显规律性的旋回现象，我们把这种全球性的构造旋回现象称为构造旋回。根据不同的构造旋回所占有的时间可以划分不同的构造阶段。作为一定时期构造事件的构造旋回和发生这些构造事件的构造阶段是相互对应的。构造旋回可以分为不同的级次，对全球的岩石圈板块来讲，大陆板块的离合旋回（威尔逊旋回）是一级旋回，而大陆边缘或造山带旋回为二级旋回。

一、威尔逊旋回

板块学说认为，大陆板块和大洋盆地在地质历史时期并非一成不变和永恒存在的。大陆板块的分离导致大洋盆地的形成；大洋盆地的萎缩、封闭导致大陆板块的聚合；大陆板块之间的碰撞导致造山带的形成。加拿大地质学家威尔逊（1973）根据现代大陆和大洋的实例归纳了大陆板块离合和大洋盆地演化的发展旋回模式，即威尔逊旋回（图 10-9）。他把洋盆演化分为 6 个阶段：①胚胎期，指在大陆板块内部伸展拉张形成大陆裂谷的时期，现代实例为东非裂谷；②初始洋盆期，指陆壳分裂形成狭长的海槽，局部出现洋壳，现代实例为红海；③成熟大洋期，由于大洋中脊的向外扩张，大洋边缘尚未出现俯冲消减，使大洋盆地迅速扩大，现代实例为大西洋；④衰退大洋期，大洋中脊持续扩张，但大洋边缘出现俯冲消减，使洋盆出现萎缩，面积缩小，现代实例为太平洋；⑤残余洋盆期，随着大陆板块的相互挤压，洋壳快速消减，洋盆急剧萎缩，出现残留的小洋盆，现代实例为地中海；⑥消亡期，随

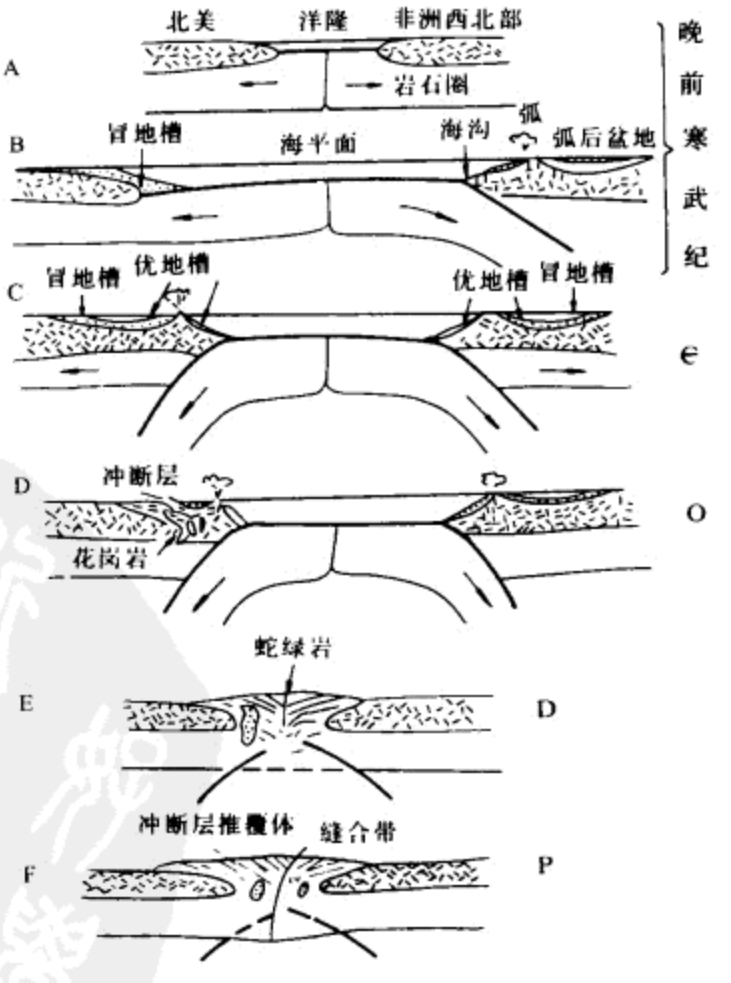


图 10-9　古大西洋经历的威尔逊旋回和地缝合线形成示意图

（据 Condie，1982）

着大陆板块的碰撞，洋盆最终闭合，海域消失，形成造山带，沿碰撞带（古缝合线）残留洋壳残余（蛇绿岩套），现代实例为阿尔卑斯-喜马拉雅造山带。威尔逊旋回客观地反映了大陆板块离合和大洋盆地演化的历史，每个旋回的大致时限为$(1.5\sim2)\times10^8$a 左右。一次大陆板块的分合和大洋盆地离闭过程都伴有板块内部及板块边缘规律性的沉积、生物和构造事件，并在大陆板块之间形成规模宏大的造山带。与此相对应，稳定的板块内部也出现大规模的地壳升降和海平面升降的旋回性变化。这种旋回性的变化规律是全球岩石圈演化史中存在客观自然阶段的反映，我们把这种全球性的构造作用旋回现象称为构造旋回，并把发生这种构造旋回的时间称为构造阶段。

需要强调说明的是，地质历史时期的板块离合和洋盆演化情况多变，尤其是地质历史中微板块发育，微板块之间、微板块与板块之间的分裂、闭合和碰撞过程更加复杂，因此威尔逊旋回并非每一个造山带都能发育完整，在实际应用时切忌简单套用。

二、大陆边缘（大陆造山带）旋回

与稳定的板块内部不一样，位于板块边缘的大陆边缘一般在早期强烈下降、接受大量沉积，而在晚期褶皱上升、岩浆侵入、形成造山带。在这个过程中，沉积作用，岩浆活动，构造变动和成矿作用都存在某种规律性的巨型旋回现象。所以，把一个大陆边缘由开裂沉降，闭合褶皱隆升成山的这一过程称为大陆边缘旋回或造山带旋回（表 10－3）。

表 10－3 大陆边缘旋回各阶段特征对比表

		沉积作用	岩浆活动	构造变动	成矿作用	
大陆边缘旋回	晚期	磨拉石沉积组合 复理石沉积组合	基性喷发 酸性侵入	断裂（张性）褶皱、变质（挤压）	岩盐煤	与酸性侵入岩有关的内生金属矿床
	早期	碳酸盐沉积组合 海底火山喷发沉积组合 远洋沉积组合 滨浅海碎屑沉积组合	基性、超基性喷发	断裂（张裂）	铁、铝、锰、磷	与基性、超基性岩有关的内生金属矿床

地质历史时期地壳不同部分出现不同类型、不同时期、不同规律的大陆边缘旋回，其发展模式不尽相同，时限长短也有差别。从全球整体来看，与威尔逊旋回对应，大致每隔$(1.5\sim2)\times10^8$a 左右总有一批大陆边缘大体同步地转化为造山带，因此不同的构造阶段形成不同的造山带。

三、地质历史时期主要构造阶段的划分

构造旋回和构造阶段划分主要是根据全球性的威尔逊旋回或造山带旋回划分的。在一个旋回期，通常有一系列的洋盆相继闭合，形成造山带，这个时期即为一个构造阶段。构造旋回和构造阶段的命名一般采用经典造山带所在地命名。如早古生代后期在欧洲形成加里东造山带，该构造旋回和构造阶段称之为加里东构造旋回和加里东构造阶段；晚古生代形成海西（或华里西）造山带、中新生代形成阿尔卑斯造山带，相应的构造旋回和构造阶段分别称为海西（华里西）构造旋回和海西（华里西）构造阶段、阿尔卑斯构造旋回和阿尔卑斯构造阶段。在中国和东亚地区，中新生代岩石圈演化具一定的特殊性，故进一步细分为印支构造旋回和印支构造阶段（三叠纪）、燕山构造旋回和燕山构造阶段（侏罗纪—白垩纪）、喜马拉雅构造旋回和喜马拉雅构造阶段（新生代）（详细的划分及时限可参考本书第九章表 9－2、表 9－3）。

第十一章　中国古大陆的形成和生物记录

地史时期的古板块是经过长期而复杂的演变过程形成的。一般认为，古板块的形成时期主要在前寒武纪，它们是通过陆核、原地台、地台等不同阶段形成的，因而从某种意义上讲，前寒武纪地史也就是古大陆的形成史。中国境内几个重要的古板块——华北板块、扬子板块、塔里木板块均是古元古代后期形成，震旦纪之前定型的。本章着重以中国古板块的形成史为纲，简介中国古大陆前寒武纪的地史特征。

地球的形成和演化经历了复杂而漫长的历程。一般认为，作为太阳系的一员，地球的形成年龄和太阳系其他成员大体是同时的。近年对月岩和陨石的研究表明，月岩最古老的年龄可达 4400～4600Ma 左右，地球上大多数陨石的年龄也在 4500～4600Ma 之间，所以地-月体系和太阳系大体形成于 4600Ma 左右。现在已知地球最老地质记录（如格陵兰西部、南极恩比地、南非林波波等地的变质岩）的年龄为 3800Ma 左右，可视为地质历史的真正开始。但是，从 4600Ma 至 3800Ma 之间的 8 亿年为地球形成的天文时期，该期地球演化细节还不清楚，只能根据月球、太阳系其他行星作为类比来推测。从 4600Ma 到寒武纪初（543Ma）之间的时间通常称为前寒武纪，前寒武纪分为太古宙和元古宙。元古宙中的中、新元古代，尤其是新元古代由于地层序列清楚且含有较低等的生物化石，目前中国及国际上均已将其划分到纪。太古宙和元古宙的内部时代划分、命名及时限如表 11－1 所示。

表 11－1　前寒武纪划分简表

显	生	宙 (PH)		
元古宙(PR)	新元古代	震旦纪		543Ma
		南华纪		680Ma
		青白口纪		800Ma
	中元古代	西山纪		1000Ma
		蓟县纪		1200Ma
		长城纪		1400Ma
	古元古代			1800Ma
太古宙(AR)	新太古代			2500Ma
	中太古代			2800Ma
	古太古代			3200Ma
	始太古代			3600Ma
				4600Ma

前寒武纪占全部地史时期的 5/6，在这漫长的地史阶段中地球各圈层都经历了重要的演变，尤其是地球上出现了最早期的生命并逐渐进化为高等生物，全球各稳定的大陆板块也相继形成，并形成了铁、铀、金等多种矿产。因此，研究前寒武纪地史不仅对认识地球早期有机界和无机界的演化历史具有重要的理论意义，而且对国民经济建设也有重要的经济意义。

第一节　中国前寒武纪生物记录

地球早期的生命起源和生物进化大致经历了化学演化阶段、原核生物阶段、真核生物阶段、无壳后生生物阶段（裸露动物群）和带壳后生生物阶段。地球上最早的生命记录包括格陵兰 3800Ma 的地层中发现的碳氢化合物、西澳大利亚 3400～3500Ma 的地层中发现的丝状和链状细胞体以及南非 1950～2000Ma 的地层中发现的微古植物和叠层石等。

我国元古宙地层中发育种类繁多的微古生物化石群，多产于 1900Ma 以后的地层中。中元古代早期的藻类个体小（直径小于 10μm），其膜壳较薄，纹饰简单，如 *Leiominascala*（光面小球藻）。距今 1600～

1050Ma 阶段，开始出现膜壳较厚，个体较大，纹饰复杂或形状多样的类型，如 *Trachyshaeridium*（粗面球形藻），*Quadratimorpha*（方形藻），*Nucelosharidium*（有核球形藻）等，主要为原核生物。距今 1050Ma 开始，出现了多种丝状藻、球藻，纹饰更加复杂，个体一般较大。同时大量出现褐藻、红藻等高级藻类，以真核生物为主。除微体藻类之外，新元古代出现有大量的宏观藻类，肉眼可见，如 *Chuaria*（乔尔藻）、*Longfengshania*（龙凤山藻）等。

此外，太古宙和元古宙发育大量与蓝细菌类生命活动有关的生物沉积体——叠层石。叠层石是由蓝细菌（主要的建造者）和其他真核藻类及真菌等共同形成的。它不是单一的群体，而是小的生态群落。叠层石的层是由微古植物生长层和沉积层交互而成的。叠层石形态、结构既受形成叠层石的生物控制，又受生态因素和形成环境的影响。藻层石在我国分布较广，多见于华北板块和扬子板块的元古宇。其中 2000～700Ma 是叠层石最繁盛的时期，其分布最广，形态歧异，是划分对比元古宇的重要标志之一。在 2000～1700Ma 之间，叠层石以 *Grunaria*（格鲁纳叠层石）和 *Kussiella*（喀什叠层石）为常见。自 1600～1200Ma，以 *Conophyton*（锥状叠层石），*Pseudogymnosolen*（假裸枝叠层石）为主。自 1200～1000Ma，则多见 *Baicalia*（贝加尔叠层石），自 1000～800Ma 则多产 *Gymnosole*（裸枝叠层石）及 Linela（林奈叠层石）等（图 11－1）。这种分布特征只是一种极粗略的趋势，叠层石的形成与建造叠层石的菌藻类演化及沉积环境都有密切关系，实际应用时要有所区别。

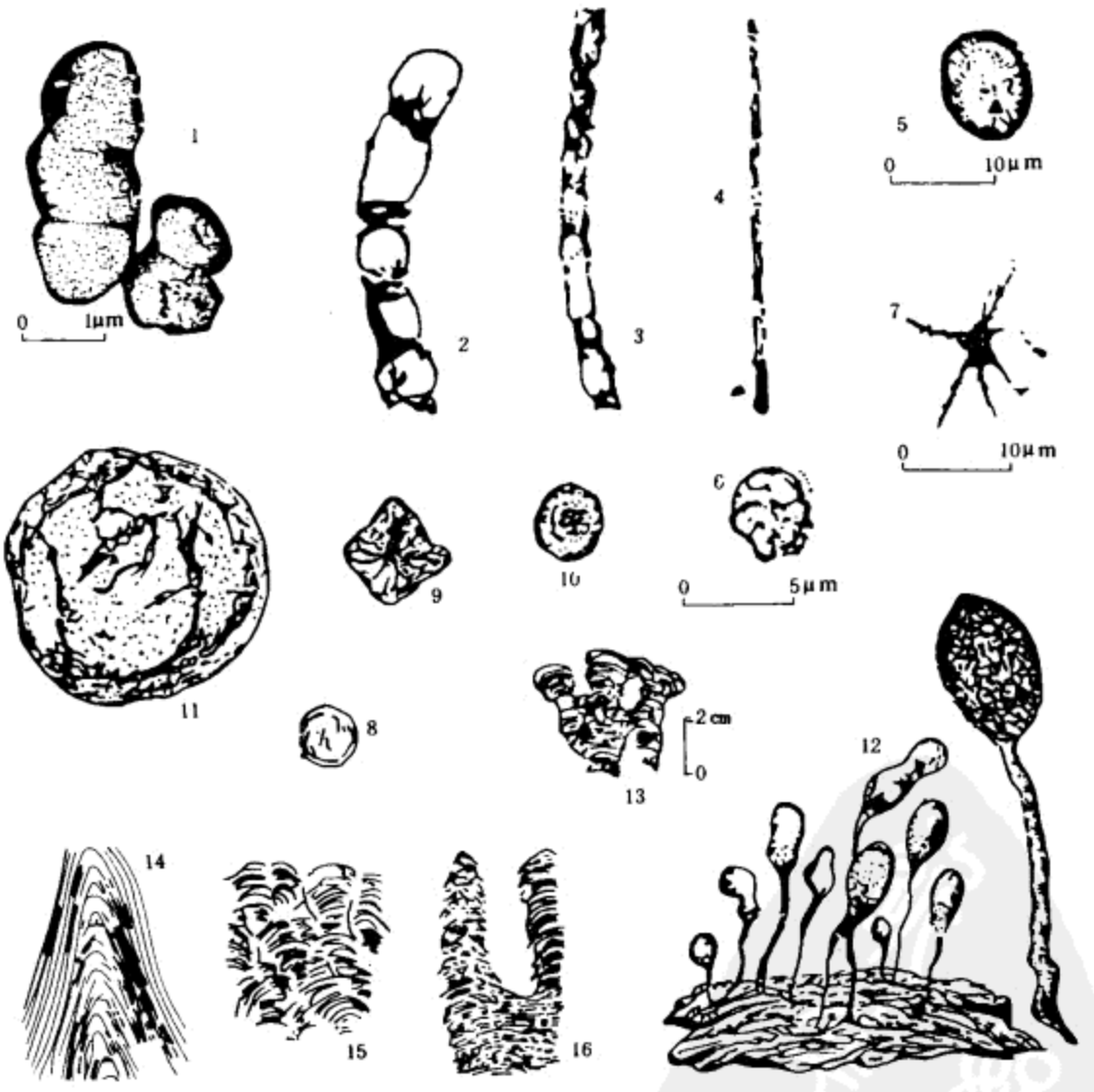


图 11－1 前寒武纪化石

1. 索丹页岩（2700Ma）中可能是蓝细菌结构物；2～7. 冈弗林群（1950Ma）中以蓝细菌类为主的微生物群：2，3. *Gunflintia*；5，6. *Huroniospora*；7. *Eoastrion*；8～10. 蓟县群（Pt_2）中的微古生物：8. *Leiominuscula*（光面小球藻）；9. *Quadratimorpha*（方形藻）；10. *Nucellosphaeridium*（有核球形藻）；11. *Trachysphaeridium*（粗面球形藻，青白口群 Pt_3）；12. *Longfengshania*（龙凤山藻，Pt_3）；13. *Pseudogymnodalen*（假裸枝叠层石，Pt_2）；14. *Conophyton*（锥叠层石，Pt_3）；15. *Gruneria*（格鲁纳叠层石，Pt）；16. *Kussiella*（喀什叠层石，Pt_3^1）

无壳的后生动物群出现于新元古代后期南华纪全球性冰期之后，典型代表是产于澳大利亚南部伊迪卡拉山庞德石英砂岩（年龄值为630Ma）中，故通称伊迪卡拉（Ediacara）动物群。除澳大利亚以外，西南非洲、英国、乌克兰、俄罗斯北部、瑞典、西伯利亚北部也有该动物群的报道。中国鄂西、黔东、陕南、淮南、辽南及黑龙江等许多地区也发现了大量该动物群的分子，比较著名的有瓮安生物群和庙河生物群，这些生物群中主要有蠕虫、海绵及类水母，如 *Sabellidites*（皱节虫），*Palaeolina*（古线虫），瓮安生物群还见有古动物胚胎化石。这类分子的出现标志着后生动物的真正出现，生物界完成了从植物到动物的演化过程，是生物演化史上的一个重要飞跃。

第二节　中国主要大陆形成史

一、华北板块的形成史

1. 太古宙陆核的形成

中国最老的太古宙地层主要发育于华北地区，分布于内蒙乌拉山、燕山、冀东、辽宁、吉林南部、吕梁山区、五台山、太行山、鲁中，以及豫西、淮南地区（图 11－2）。目前已知的中国最老岩石是冀东—辽宁地区石英岩，其同位素年龄值为3800Ma，其次是冀东曹庄迁西群（$^{38}Ar/^{40}Ar$ 法测年龄值为3600Ma）。

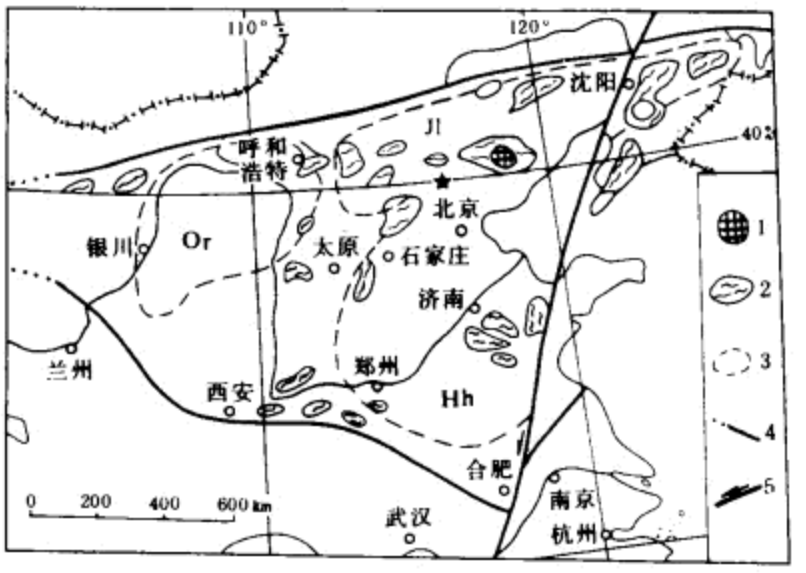


图 11－2　华北地区太古宇分布图（据《地史学教程》，1996）

Or. 鄂尔多斯陆核；Jl. 冀辽陆核；Hh. 河淮陆核

1. 下太古界出露区；2. 太古界出露区及岩层片麻理；3. 陆核轮廓；4. 中朝地台界线及推测界线；5. 后期平移断裂

华北地区的太古宇可分为下太古界和上太古界。下太古界主要分布在北部，呈东西向排列，由西向东包括内蒙古阴山山脉的集宁群、冀东迁西群，辽东下鞍山群等，以冀东地区研究最详。冀东下太古界迁西群主要由各种麻粒岩、辉石斜长片麻岩、斜长角闪岩组成，夹有辉石磁铁石英岩，厚度3000m，恢复其原岩为超基性、基性—中性到酸性火山岩为主，夹一些分异不好的碎屑岩类及多层硅铁质沉积，变质程度为高级变质麻粒岩相。

华北地区上太古界分布较广，以山西太行山、五台山地区的上太古界研究最详细，自下而上分为阜平群和龙泉关群，两者呈角度不整合接触。岩性以各种片麻岩为主夹一定数量的角闪岩、大理岩及薄层磁铁石英岩，普遍混合岩化，变质程度高，为角闪岩相。原岩为基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩、硬砂岩、粉砂岩、凝灰质粉砂岩及碳酸盐岩，厚度可达10 000m，其变质年龄为2800～2500Ma。

太古宙末期（2600～2500Ma）的阜平运动使上述地层褶皱变质，扩大了古太古代结晶基底的范围，增

加了稳定程度，形成了太古宙陆核。

2. 古元古代原地台形成期

古元古代是古板块定型的重要时期。华北地区古元古代地层以山西五台山区发育良好，研究亦最详细，自下而上分为五台群和滹沱群。五台群不整合于太古宇之上，为一套巨厚（厚度＞7000m）的中、低变质的变质岩系，由两个不整合面将其分为三个亚群。下亚群为角闪岩相，中亚群为绿片岩相，上亚群为次绿片岩相。整个群以发育从拉斑玄武岩系列—钙碱系列的火山沉积旋回和上亚群深水沉积为特征，反映了绿岩带的性质。它们与花岗质岩石一起，构成了古元古代的花岗-绿岩区。2300～2200Ma 的五台运动使五台群褶皱，形成了华北大陆板块的雏型。其上不整合覆有较稳定沉积类型的滹沱群。滹沱群总厚度 10 000m。自下而上分为豆村亚群，东冶亚群和郭家寨亚群，它们之间皆以不整合面分隔。滹沱群为一套遭受次绿片岩相区域变质作用的沉积岩系，由碎屑岩、黏土岩和含丰富叠层石的富镁碳酸盐组成，碎屑岩及碳酸盐岩中交错层理、波痕、泥裂、食盐假晶、鸟眼等沉积构造极为发育。岩浆作用急剧减少，并出现红色地层和含叠层石的碳酸盐岩，都说明当时构造背景较以前稳定，地壳活动性明显减弱，大气圈及水圈含氧量逐渐增加。

古元古代后期发生了强烈的地壳运动——吕梁运动。吕梁运动有两幕：Ⅰ幕（主幕）发生在 1850Ma 左右，它使古元古代后期的主体地层（如豆村亚群，东冶亚群）遭受褶皱、区域变质和广泛的岩浆侵入。Ⅰ幕后的郭家寨亚群及其相当地层实际上已是山前和山间盆地的磨拉石堆积。大约于 1750Ma 左右发生了吕梁运动Ⅱ幕，使上述磨拉石沉积也发生褶皱隆起和变质，上覆的中元古界或更新的地层已属似盖层或盖层性质的沉积。

吕梁运动是一次极为重要的地质事件，对华北地区的岩石圈构造发展意义重大，它把古元古代初期分裂的陆核重新“焊接”起来，从而扩大了硅铝质陆壳的范围，增加了地壳的厚度，提高了稳定程度，形成了华北板块的原型——原地台。从此，华北地区进入了一个相对稳定发展的新阶段，华北稳定的大陆板块基本定型。

3. 中、新元古代似盖层和盖层形成期

中、新元古代是华北板块形成的时期。华北板块中、新元古代有 3 个沉积区（图 11－3）：①北边的燕辽海区，呈北东东向展布，向西可能与阴山海区相连。在中元古代时强烈下降、堆积了近万米的沉积物，为大陆板块上的裂陷槽。②华北板块西南部的豫西陆棚浅海，往南与秦岭海槽相邻。③东部的河淮海区，从中元古代开始下降接受沉积，至震旦纪强烈下沉。

燕山期的蓟县地区中、新元古代地层发育完整，研究最详细。中、新元古界组成一巨型沉积旋回，剖面总厚近 10 000m。根据沉积特征、接触关系、叠层石和微古植物组合特征及同位素年龄，将其划分为 4 个群。中元古界为长城群、蓟县群和西山群，新元古界为青白口群（乔秀夫等，2007）。

长城群下限年龄为 1850Ma，以角度不整合覆于太古宇之上，底部具明显的风化壳，包括 4 个组。常州沟组、串岭沟组和团山子组组成第一个沉积旋回。常州沟组底部为一套分选较差，成熟度低的含长石砂、砾岩，发育交错层理、泥裂、波痕，代表河流相沉积，向上逐渐变为分选较好，成分较纯的滨海相砂岩；串岭沟组为灰绿色至暗灰色页岩，代表潮下至浅海环境沉积；团山子组为砂质白云岩，含叠层石，具泥裂、波痕、石盐假晶等暴露标志，代表滨海环境的沉积。第二个旋回仅包括大红峪组。大红峪组以钙质砂岩为主，夹火山岩和火山角砾岩，砂岩中具有大型板状交错层理和波痕，为滨海沉积。大红峪组火山熔岩中锆石 SHRMP 年龄为 1625.9±8.9Ma（高林志等，2008）。

蓟县群包括 5 个组。高于庄组主要为含硅质和锰质白云岩，具燧石条带，顶部有冲刷面、交错层理，代表了滨浅海环境沉积。高于庄期是中元古代最大的一次海侵期，海侵范围向南、北大范围扩展。杨庄组为红色泥质白云岩，含食盐假晶，代表滨浅海、泻湖沉积。雾迷山组为硅质白云岩，厚度巨大，叠层石发育，代表一种海水进退频繁的滨浅海沉积。洪水庄组为黑色炭质页岩，含黄铁矿，厚度小，水平层理发育，为静水滞流环境的沉积；铁岭组为白云岩及白云质灰岩，叠层石发育，属潮间带环境。

西山群由下马岭组和一套未命名的岩石组成，其中下马岭组底部为古风化壳，主要由暗色泥质页岩组成，局部夹薄板状白云岩和凝灰岩。下马岭阻凝灰岩中锆石 SHRMP 年龄为 1368±12Ma（高林志等，

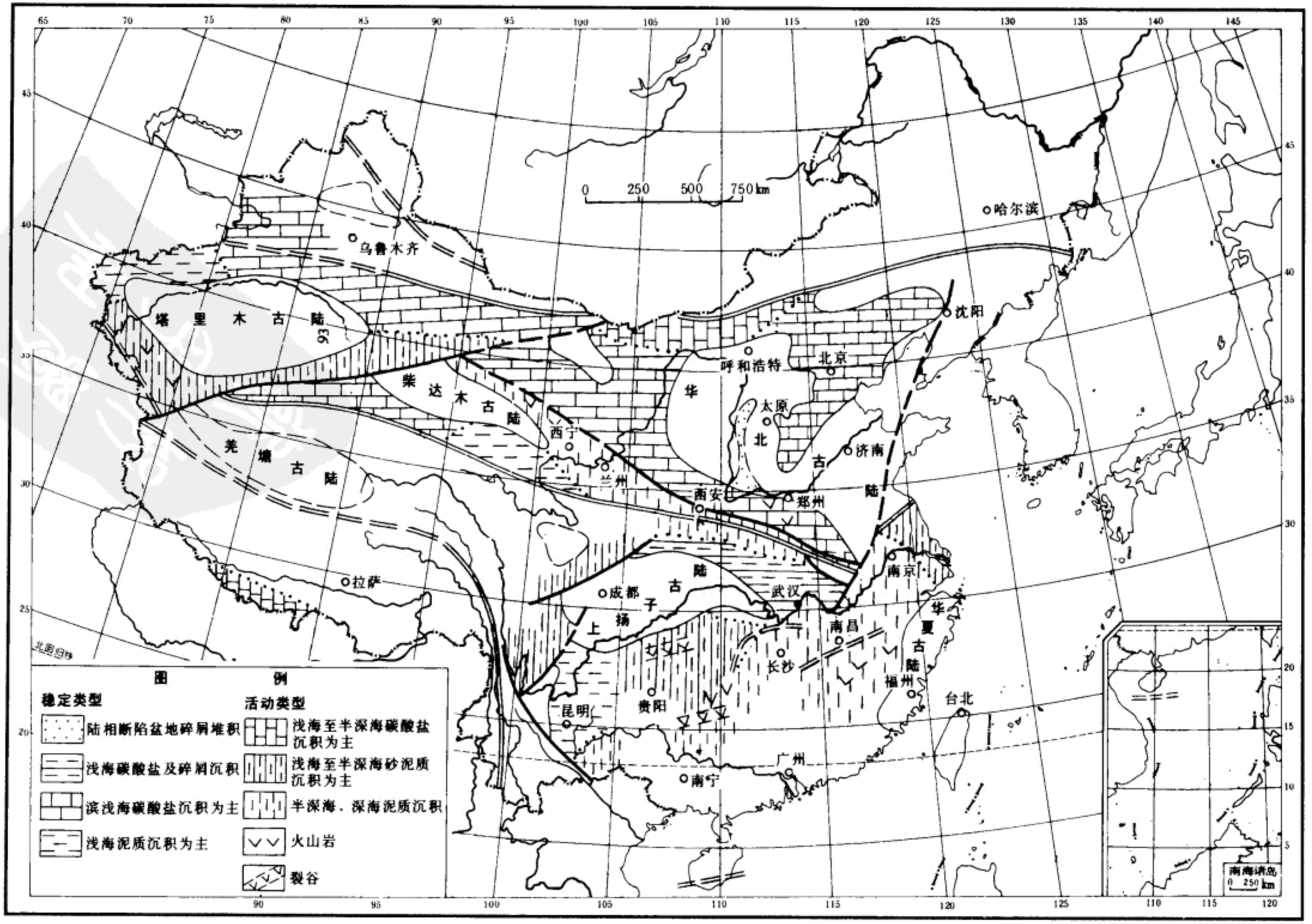


图11-3　中国中元古代古地理图

2007)。

整个中元古界沉积物厚度巨大,夹少量火山岩,相变明显,但未遭受区域变质,为稳定板块发展早期阶段的裂陷槽沉积,和典型的盖层沉积有一定的差别,因此称为似盖层沉积。铁岭组沉积后,华北大陆板块海域整体抬升为陆,在湿热气候条件下,发育了富铁风化壳,局部可见微型喀斯特地貌和古土壤。这次抬升称为芹峪抬升。

新元古代华北板块沉积范围较小,主要分布于东部,以青白口群为代表。其厚度小,且无火山物质,属真正的稳定型盖层沉积。青白口群分为2组:下部龙山组为超覆于下伏不同层位上的含海绿石纯石英砂岩;上部景儿峪组为薄板状泥灰岩及灰岩,属浅海沉积类型。根据同位素年龄资料,青白口群时限为1000~800Ma之间。大约800Ma左右华北地区又一次抬升,并遭受长期的风化剥蚀,从而华北地区主体缺乏800~570Ma期间的震旦纪地层,使青白口群与寒武系平行不整合接触,这次抬升称为蓟县运动。

中新元古代时期华北板块南北两侧均为非稳定的大陆边缘地区。华北板块北部的阴山—大青山地区中、新元古界的渣尔泰群、什那干群和白云鄂博群为中、新元古代的被动大陆边缘沉积。华北板块南部的豫西—陕南地区,早元古代秦岭群为中、深变质碎屑岩及碳酸盐岩系。中、新元古界为熊耳群、宽坪群的火山岩和变质碎屑岩地层,代表南部活动的大陆边缘沉积。

二、扬子板块的形成史

扬子板块的核心部分是四川盆地,其基底地层未出露,因此主要通过盆地周围出露的基底地层推测板块的早期形成和演化。近年来,在四川盆地周边地层中测得一批较老的年龄数据,如盆地西北部陕西勉县—略阳一带鱼洞子群片麻岩中获得2600Ma的年龄值;东北缘的湖北武当群获得的大于2200Ma的年龄值;西南缘川西康定群获得大于2200Ma的年龄值及四川会理、西昌及云南米易等地的河口群的1700~1900Ma的变质年龄值等。同时盆地内部的基底航磁资料与周边古老地层有相似的异常,表明扬子地区的核部存在下太古界—下元古界的变质基底,该变质基底形成了扬子板块的雏形。

中、新元古代扬子板块上发育一套似盖层沉积,其主要为碳酸盐岩、碎屑岩及火山岩沉积,如滇东、川西一带的昆阳群、会理群,鄂西的神农架群、马槽园组等。该套浅变质的沉积岩系厚度巨大,但变质较浅。扬子板块西部的川西会理、会泽地区中、新元古界会理群,其下部为变质细碎屑岩和中基性、碱性火山岩,原岩是裂谷盆地的沉积岩和海底喷发的火山熔岩,厚逾5000m,中部以白云岩和炭质板岩为常见,含著名的东川式铜矿层,厚约3500m,上部天宝山组为中酸性火山岩,其顶、底均为角度不整合,分别代表晋宁运动早、晚两幕。在云南滇中地区,与会理群相当的昆阳群,厚度较小,碳酸盐岩比例增多,其中、下部也夹中基性火山岩,属于大陆板块活动较弱的裂谷盆地沉积。因此,整个扬子地区中、新元古界具有似盖层特征,均未达到稳定状态。晋宁运动使板块内部再次褶皱变质,元古宙地层与上覆南华系呈角度不整合接触,至此才使扬子地区最终固结成为相对稳定的大型板块。

扬子板块边缘中、新元古界多以活动类型的火山岩和深海沉积为主。在扬子古板块西侧,中、新元古代地层以盐边群为代表,是一套巨厚的变质火山-沉积岩系,其中包括具枕状构造的玄武岩、基性、超基性岩以及深海硅质岩和复理石沉积,具蛇绿岩套特征,代表西侧为活动大陆边缘岛弧区和俯冲带的构造背景。该区受中元古代末(1000Ma左右)和新元古代后期(850~800Ma)发生的晋宁运动的影响而褶皱隆升。在扬子古板块东南缘及下扬子地区,包括湘黔桂交境一带经湘西北向东延至赣北、皖南、浙西等地,古元古代的地层发育不好,中、新元古界大面积出露。中、新元古界间普遍存在一个明显的不整合面,黔东北的梵净山群和桂北(环江、罗城一带)的四堡群时代属中元古代(图11-4),以巨厚的砂泥质复理石与多层细碧岩、辉绿岩及层状超基性岩、纹层状硅质岩硬砂岩等组成蛇绿岩套,说明中元古代黔东北和桂北存在洋盆和岛弧环境。中元古代末期的四堡运动(相当于晋宁运动第Ⅰ幕)使以上地层褶皱、变质。四堡运动之后,扬子古板块陆壳增大,具有岛弧带向外迁移的趋势。黔东上元古界板溪群是一套变质的碎屑岩,为稳定的陆棚浅海碎屑沉积,厚度较小(1000m)。往南至湘黔地区,板溪群厚度达3000~6000m,为含凝灰质复理石碎屑沉积,代表弧后边缘海沉积,而桂北地区新元古界丹洲群为含具枕状构造基性火山岩的复理石沉积,表明新元古代该区仍为洋盆和岛弧构造环境。新元古代后期(850~800Ma)发生晋宁运动第Ⅱ

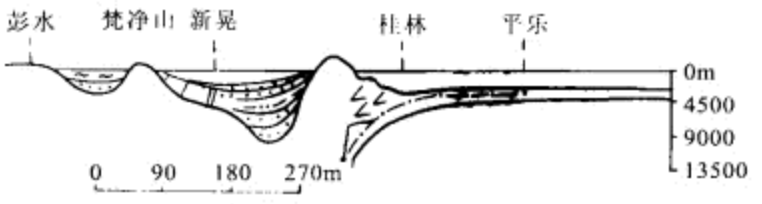


图 11-4　湘黔桂地区新元古代沉积示意图

（据王鸿祯《中国古地理地图集》，1985）

幕，使湘黔地区的板溪群遭受褶皱、区域变质和花岗岩侵入，不整合其上的南华系已为稳定类型沉积。

综上所述，扬子古板块雏形在古元古代就已存在。中、新元古代时发生多次构造变动，围绕着扬子古板块逐渐增生。新元古代后期（850～800Ma）的晋宁运动后，扬子古板块两侧、东南缘及下扬子地区与扬子古板块一起构成了稳定区，从而形成了稳定的扬子大陆板块。

三、其他板块的形成史

除了华北板块、扬子板块之外，中国的其他板块，如塔里木板块、华夏板块等也于元古宙时期相继形成。

塔里木板块主体为塔里木盆地。盆地周缘已发现变质的元古宙地层。如盆地的东北缘库鲁克塔格出露元古宇变质碎屑岩和碳酸盐岩地层；南缘昆仑山、阿尔金山北侧也发育元古宇的火山-沉积地层。古元古代晚期的兴地运动（相当于吕梁运动）使塔里木原始板块开始形成。中、新元古代板块又趋于活动，其南北两侧发育陆缘裂陷槽，如西北缘阿克苏地区发育长城纪的蛇绿岩及元古宙的蓝闪石片岩，到新元古代后期，塔里木板块形成，南华纪进入新的发展阶段。

华夏板块的存在与否一直有不同认识，分歧的关键在于对板块基底的认识。浙闽粤地区广泛分布的建鸥群、陈蔡群变质岩可能代表该板块古元古代的褶皱变质基底，并包括中、新元古代的似盖层沉积。推测新元古代后期华夏板块已经形成。华夏板块与扬子板块的界线大致沿绍兴—江山　武夷山西麓—云开西麓一带。

至于另外的板块和微板块，由于没有准确的地层证据，尚难于确定。位于青藏地区的冈底斯、藏南江孜、保山等板块或微板块可能仍与冈瓦纳板块为一体尚未分离出来。

第三节　中国南华纪和震旦纪的古地理和古构造

“震旦”是我国的古称，Richthofen（1871）首次用于地层专名，其最初含义是指早古生代—元古宙之间的大套碳酸盐岩地层。Grabau（1922）重新厘定震旦系涵义为“寒武系之下，五台群或泰山群变质岩系之上的一套未变质的岩系”，其标准剖面为天津蓟县剖面。1924 年李四光在长江三峡东部建立完整的震旦系剖面，时限为 800～543Ma。后续的研究表明华北蓟县剖面为代表的北方“震旦系”实际为中、新元古代地层，因此目前不再作为震旦纪地层。

震旦系明显两分，下统发育冰成岩，上统主要为碳酸盐岩，故第三届全国地层会议（2000）将震旦系解体，下统独立新建为南华系，与国际地层表中的成冰纪接轨，上统仍保留为震旦系。

南华纪和震旦纪在地史发展中处于一个特定的阶段。这个时期地球上所有的大型稳定板块都已形成，板块上具有特殊的生物组合和沉积类型。南华纪晚期全球性气候变冷，冰成岩发育，地球表面从两极到赤道全部被结成冰，“雪球地球”形成。研究表明，新元古代在低纬度地区形成了一个超级大陆“罗迪尼亚（Rodinia）”，大陆上的硅酸盐岩石风化过程消耗了大气层内的温室气体导致全球降温，而布满白雪的地球反射了大量的阳光进一步造成温度下降。

从生物演化来看，震旦纪的裸露动物群代表了地球上高等后生动物的出现，板块内部的沉积均为稳定类型的盖层，从这个意义上看，震旦纪更接近于古生代。但就总体来看，化石的分布和保存程度均差，还不足以生物化石建阶和分带，与寒武纪以后有重要的不同。因此，可以把南华纪和震旦纪看成从元古宙到古生代的过渡阶段。

我国南华系和震旦系分布广泛，在板块内部主要为稳定的盖层沉积，局部裂陷槽内亦有火山活动，在板块边缘主要为不同类型的大陆边缘沉积(图 11－5)。

一、扬子板块及其边缘南华纪和震旦纪古地理特征

扬子板块经晋宁运动形成以后，南华系和震旦系稳定盖层沉积范围扩大，活动的沉积发育于板块周缘的大陆边缘地区。

1. 扬子板块内部南华纪和震旦纪的地层序列及古地理

扬子板块南华系和震旦系发育较好，自西向东可以分为扬子西部区、上扬子区和下扬子区，各区沉积特征略有差异。上扬子区南华系和震旦系以鄂西一带发育较好，研究程度最高。峡东南华系和震旦系最早由李四光和赵亚曾(1924)建立。该剖面包括南华系莲沱组和南沱组，震旦系陡山沱组和灯影组，灯影组顶部天柱山段含大量小壳化石，属下寒武统。

南华系与下伏地层下元古界崆岭群为角度不整合接触，莲沱组和南沱组分别为粗碎屑岩和冰成碎屑-泥质岩沉积。莲沱组下部砾岩以紫红色为主，砾石具叠瓦状构造，多具板状交错层理，代表陆上河流沉积；上部粒度变细，为河口湾—水下三角洲沉积。南沱组为灰紫色至紫红色砂泥质杂砾岩，砾石成分复杂，颗粒无分选，具块状层理或水流交错层理，砾石上有冰川擦痕，代表大陆冰川和近岸冰海沉积。莲沱组和南沱组之间为平行不整合，代表了莲沱期末相当于川西澄江运动的一次地壳抬升。

震旦系陡山沱组和灯影组，均以碳酸盐为主。陡山沱组岩石呈灰—灰黑色中—薄层状，内碎屑较少，普遍含黄铁矿、燧石，含有三射式钙质海绵骨针和单轴硅质海绵骨针，反映了一种较深水滞流沉积特征。灯影组下部白云岩发育内碎屑，具鲕粒结构，多见交错层理，代表高能富氧的碳酸盐台地边缘浅滩沉积。中部夹暗色沥青灰岩及硅质灰岩，含丰富的 *Vendotaenia*(文德带藻)；上部中—厚层白云岩内含 *Sinotubulites*(震旦虫管)及个别 *Circotheca*(圆管螺)，具鸟眼构造及藻席(层纹石)，代表碳酸盐潮坪及泻湖环境，为干燥气候条件下的沉积。

扬子板块西部区的滇中—川西一带，南华纪时存在著名的南北向苏雄裂陷带。在成都西南的甘洛小相岭一带，南华系不整合于元古宙变质岩系之上，下部苏雄组以大陆喷发酸性火山岩为主；中部开建桥组为各种凝灰岩、凝灰质角砾岩以及含大量火山碎屑的陆相砾岩与砂岩；上部列古六组是含火山灰、砂的冰川湖泊沉积。整个南华系局部厚度＞5000m，向东、西两侧厚度迅速减小至尖灭。根据岩石化学资料分析，苏雄组火山岩系是以钙碱性-碱性英安-流纹岩类和少量玄武岩、安山岩类为特征，开建桥组则包括两种截然不同的火山岩，即富硅、碱(尤其富钾)、贫钙的钙碱性-碱性流纹岩和少量的碱性玄武岩兼而有之，具有“双峰式”火山岩的特点，均为陆相成因，属于夭折的大陆裂谷产物。由该区向南，开建桥组逐渐变为陆相粗碎屑紫红色砾砂岩夹少量火山喷发岩，称为澄江组，局部厚达 3000m，横向变化显著，也属大陆裂谷沉积。澄江组为南沱组大陆型冰碛层所覆，两者间可见局部微角度不整合，即过去所称的澄江运动，实际上代表地壳上升的挠曲现象，并非区域构造变形所致。

扬子板块西部区的震旦系和上扬子区相似，其分布广泛并形成广泛的超覆，以岩相稳定的碳酸盐沉积为主。说明南沱期以后，随着古气候的转暖，冰川融化，海平面上升，形成了上扬子陆表海。在川南地区灯影期出现了蒸发海盆，形成巨厚的盐类沉积。根据灯影组层序分析，灯影期海水进退频繁，各区灯影组保存的最高层位不同，与寒武系的关系，在凹陷中为连续沉积，在相对隆起区则有不同程度的间断。

江汉盆地以东、郯庐断裂东南、江绍断裂西北为下扬子区(包括湘鄂赣交界、赣西北、苏皖、浙西北等地)。该区南华系下部在赣西北称为碉门组，岩性和峡东莲沱组类似，但细粒沉积增多，且多发育与潮汐作用有关的沉积构造，为河流→滨岸浅水碎屑岩沉积。在皖南对应的地层为休宁组，以碎屑岩为主，局部有少量火山岩楔入。浙西北相当的地层为志棠组，其韵律性构造明显。下扬子区南华系上部普遍为冰积岩，

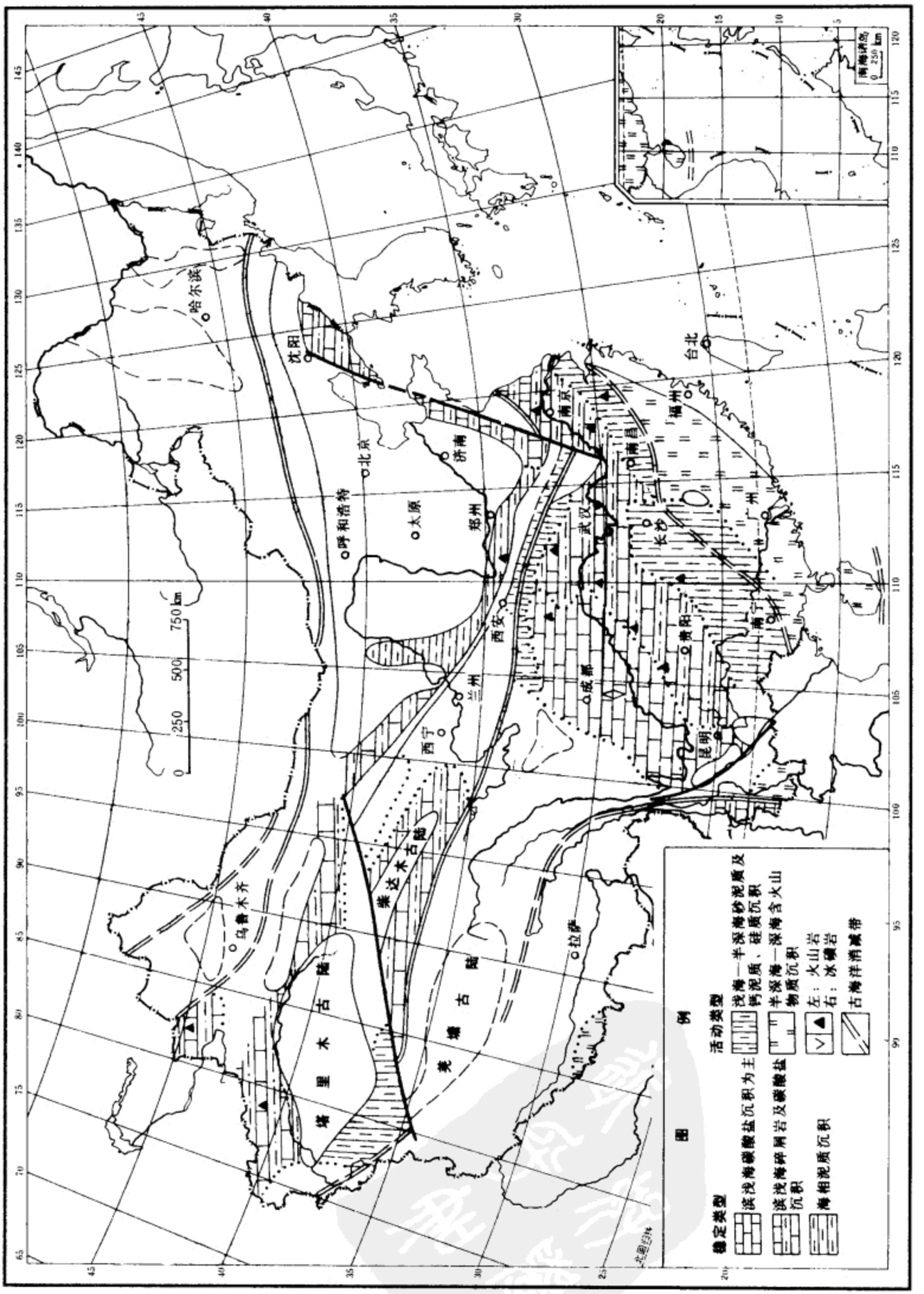


图11-5　中国南华纪-震旦纪古地理图

在赣西北及浙西北已确定有两个冰积层位。和峡东南沱组大陆冰川沉积不同的是，下扬子区以冰海沉积为主，部分为海洋型冰筏沉积，包括冰缘水下重力流沉积。与上扬子区不同，下扬子区震旦系以暗色硅质岩，硅质页岩及碳质页岩发育为特征，代表深水、静水、还原的沉积环境。

2. 扬子板块大陆边缘南华纪和震旦纪地史特征

南华纪和震旦纪时期，扬子板块周缘存在不同的大陆边缘类型，具有复杂的演化历史。扬子板块和华夏板块之间的九岭—雪峰山以东、武夷山—云开大山以西，为分隔扬子板块和华夏板块的复杂大陆边缘。它由湘桂裂陷海盆和华夏板块西缘的岛弧海组成，湘桂裂陷海盆南段的黔、桂、湘交界地区至雪峰山一带，南华纪形成一个巨大楔状体。底部长安组整合于丹洲群之上，为一套含砾板岩、粉砂质板岩及砾质砂岩，偶夹不规则的板岩、砂岩，厚达千余米，所含砾石成分复杂、无定向、稀疏散布并偶见落石构造，一般认为是一套冰水（冰筏海洋）沉积，也有人认为是一套大陆斜坡重力流沉积；中部富禄组以灰绿色砂岩及页岩为主，夹黑色页岩，含火山物质；上部为南沱组（也称泗里口组）冰成含砾板岩，含砾砂质板岩及含砾泥质白云岩，砾石多呈落石特征。南沱组为一套冰筏海洋沉积目前是肯定的，如果长安组也是冰成的，那么南华纪就存在有两个冰期以及一个间冰期。震旦系陡山沱组和老堡组主要为一套黑色、灰黑色炭质页岩、硅质页岩及薄层硅质岩，内含磷结核，具水平纹层，厚度很小，代表一种非补偿的较深水缺氧环境。从湘黔边境到湘赣边境，震旦系由西向东由以白云岩为主到以暗色硅质岩为主，厚度急剧减小，过渡现象十分清晰。

湘赣边境至闽西之间，南华系和震旦系厚达4000余米，总体为一套砂泥质复理石沉积，南华系夹火山岩沉积，震旦系夹多层硅质岩。由于后期构造运动影响产生区域变质，难以进行准确的地层划分和对比。南华系的复理石可能代表闽西、湘赣等岛群附近岛弧海的补偿充填产物，岛弧的俯冲方向是自西向东的。说明南华纪扬子板块和华夏板块之间，西侧扬子板块东部为被动大陆边缘，而东侧华夏板块西部为活动大陆边缘。震旦纪湘赣闽粤一带均为深水细粒碎屑岩和硅质岩沉积，说明该期两板块之间又有分离的趋势，这种分离一直持续到早古生代。

扬子板块的北部大陆边缘为南秦岭地区。南秦岭地区南华系耀岭河群为一套变质的中基性、碱性火山熔岩、火山碎屑岩夹碎屑岩及大理岩，厚可达2000m，与震旦系不整合接触。震旦系为稳定型碎屑岩和碳酸盐岩沉积，总体特点与扬子板块相似。下部陡山沱组为碎屑岩和白云岩，上部灯影组为白云岩，厚1200～2000m，含微古植物及其他藻类化石，表明南华纪扬子板块北缘为活动的裂陷槽，震旦纪与扬子板块拼合为一体。

扬子板块西缘川西—滇西南华纪和震旦纪地层不甚发育，推测也应存在大陆边缘的沉积。

二、华北板块及其边缘南华纪和震旦纪古地理特征

华北板块自青白口期末抬升以来，一直处于剥蚀状态，称为华北古陆。震旦系仅在其东缘的辽南、胶东、苏北、淮南和南缘的豫西及西缘贺兰山一带出露。

在东部辽东半岛复县一带，南华系和震旦系总厚＞3000m，其下与青白口（细河）群间为沉积间断，其上与下寒武统为平行不整合。南华系为石英砂岩、杂色粉砂岩及页岩，微古植物群丰富，特征可与扬子板块相比。震旦系以碳酸盐沉积为主，为灰白至紫红色白云岩及泥质灰岩组成，含多种叠层石及类红藻，与扬子板块上统所产的组合面貌不尽相同。从整个层序来看，辽东南华系和震旦系整体均成一个大的海侵旋回，海域向南延伸至胶东、徐淮地区，称为胶辽徐淮海，向东则与朝鲜中部海域相连。该海域南段的皖北淮南地区的南华系和震旦系，其层序、化石和辽东地区相似。总的来看，胶辽、徐淮地区震旦系厚度巨大，南华系不太发育，无冰碛岩，代表了强烈凹陷，但又有大量沉积物补偿充填，而大致保持了滨、浅海环境的沉积类型。

华北板块南缘及西缘，自豫西至龙首山—贺兰山一带，南华系和震旦系发育不全。在豫西宜阳、汝阳以东，南华系黄连垛组与下伏地层汝阳群呈平行不整合接触。其岩性为砂砾、砂岩与白云岩互层，上部为硅质岩。震旦系下部董家组由砂砾岩、页岩、碳酸盐组成，上部与罗圈组平行不整合接触。罗圈组为一套冰碛岩，厚度变化大，横向上由数十米至数千米。下部为暗紫色，暗绿色泥砾岩，砾石成分复杂，表面有凹面、压坑、擦痕等，底部基岩表面可见冰溜面，属于山岳冰川形成的冰碛岩；上部为紫红色和灰绿色砂页岩，

已具层理，非冰期沉积。罗圈组和下寒武统辛集组为平行不整合接触。根据同位素年龄测定资料，董家组已测得 650±33Ma 的年龄，所以罗圈组冰碛岩，不同于南沱组冰碛岩层位。由此可见，南华纪和震旦纪可能存在多期冰川活动。

华北板块周缘的大陆边缘南华系和震旦系也有不同程度的发育，在板块南部边缘的北秦岭地区，二朗坪群、丹凤群可能包括一部分南华纪和震旦纪地层，其以岛弧型火山岩沉积为特征，代表华北板块南部的活动大陆边缘沉积。在板块北缘的黑龙江鸡西地区，麻山群部分包括了南华纪和震旦纪地层，代表板块北部大陆边缘的沉积。

三、塔里木板块震旦纪古地理特征

塔里木板块主体南华纪和震旦纪时也处于古陆状态，其东北缘的库鲁克塔格山一带南华系和震旦系发育较全，厚约 6000m。其总体为火山岩、浊积岩，含多层杂砾岩、冰碛层，由多个平行不整合所分割，代表板块边缘强烈沉降的补偿海沉积特征。下统下部为杂砾岩及粗碎屑沉积为主，间夹有火山岩和冰积岩；上部以砂岩、粉砂岩沉积为主，内夹砾岩，常见水平层理，代表较深水的浅海沉积；顶部为冰碛砾岩、砂岩和板岩，与南沱组冰期相当。南华系和震旦系以平行不整合面相隔。震旦系上统下部以砂岩、粉砂岩为主，具递变层理和鲍马序列，底模构造发育，复理石韵律发育，总体为一套较深水的浊流沉积；中部以碳酸盐沉积为主；上部为冰碛杂砾岩，可与豫西罗圈组冰碛岩对比。其上与下寒武统含磷层平行不整合接触。与扬子板块和华北板块不同，该区的冰碛岩发育最全，反映有 3 个冰期和 2 个间冰期。

塔里木板块西北缘的柯坪地区南华系下部缺失，最低层位为相当于南沱期的冰碛组。震旦系下部为细碎屑泥质沉积，含丰富的微古植物；上部为碳酸盐沉积，产大量叠层石，相当于板块上稳定的陆表海沉积；顶部为相当于豫西罗圈组的冰碛岩。

中国其他地区的南华系和震旦系出露较差、研究程度较低，此处不再讨论。结合后述早古生代的地史特征，可以推测南华纪和震旦纪时期中国古大陆总体由华北板块、扬子板块、华夏板块、塔里木板块等组成，青藏及川滇西部的板块和微板块群一部分属于扬子板块（如古生代的昌都-思茅、羌塘微板块），一部分属于冈瓦纳板块（如古生代以后的藏南、冈底斯、保山等微板块）。

中国南华纪和震旦纪蕴藏有丰富的铁、锰金属矿产和磷、石膏、盐岩等非金属矿产。尤其是陡山沱组的磷、锰矿在国民经济中占有重要地位，主要分布于上扬子的广大地区。

第十二章 早古生代古生物、古地理和古构造

早古生代时限为距今 543～410Ma，延续时间 133Ma，包括寒武纪(Cambrian)(543～490Ma)、奥陶世(Ordovician)(490～438Ma)和志留纪(Silurian)(438～410Ma)。根据全国地层委员会(2002)的方案，寒武纪、奥陶纪均为三分，即分为早、中、晚三个世。志留纪四分，早、中、晚、顶四个世。

从早古生代起，地球进入一个崭新的发展阶段。这一时期的生物界与前寒武纪生物界明显不同，以小壳动物群的大量繁盛为起点，各种后生动物迅速发展，其中海生无脊椎动物繁盛并大量保存为化石。从寒武纪开始，地质年代各阶段的划分，主要依据生物的演化阶段，在地层划分和对比工作中，生物地层学方法也成为十分有效的手段之一。从无机界的演化来看，早古生代处于加里东构造阶段，继承了震旦纪的古地理格局。当时北半球的北美、俄罗斯、西伯利亚、哈萨克斯坦、华北和扬子等块体为独立板块，分布于赤道附近。受加里东构造运动影响，加里东后期古大西洋闭合使北美板块与俄罗斯板块对接拼合形成劳俄大陆。南半球的大陆形成一个统一的整体，即冈瓦纳大陆。在中国扬子板块与华夏板块之间经历多次构造运动，于志留纪末最终拼合转化为造山带，而柴达木、秦岭微板块与华北板块碰撞拼合，也使华北板块规模扩大，该构造阶段在中国表现为陆壳板块的扩大和增生。与这种古构造格局相对应，早古生代的沉积类型也复杂多样，华北地区早寒武世含膏盐、石盐假晶的紫红色泥质、钙泥质的广泛分布，西伯利亚板块、俄罗斯板块奥陶纪红色沉积及含膏盐沉积等代表了干旱、炎热的氧化条件。奥陶纪晚期以北非为中心广泛分布于冈瓦纳大陆西部的大陆冰盖沉积，说明南方大陆处于南纬高纬度地区。

第一节 早古生代的生物界

早古生代生物界是海生无脊椎动物的繁盛时期，几乎所有的海生无脊椎动物门类都已出现(图 12-1)。因此，早古生代又称海生无脊椎动物的时代。无脊椎动物以三叶虫、笔石、头足类、腕足类、珊瑚及牙形石最为重要。原始脊椎动物的代表——无颌类的 *Artraspis*(星甲鱼)最早在北美西部中奥陶世发现，晚志留世原始的陆生植物裸蕨类开始出现。

一、重要的生物门类

1. 小壳动物群和澄江动物群

小壳动物群是个体微小(1～2mm)，具外壳的多门类海生无脊椎动物，包括软舌螺、单板类、腹足类、腕足类及分类位置不明的棱管壳等，代表分子有 *Circotheca*(圆管螺)、*Siphogonuchites*(棱管壳)等。小壳动物群始见于震旦纪末期，寒武纪初期大量繁盛，它是继伊迪卡拉动物群之后生物界又一次质的飞跃，完成了从无壳到有壳的演化历程。从地层学角度看，小壳动物群是划分前寒武纪和寒武纪界线的最好标志，目前国内外多数地质学者倾向以小壳化石大量繁盛为寒武系底界的标志。

20 世纪 80 年代侯先光等在我国云南澄江及晋宁地区寒武系底部(距今 5.4 亿年)发现一软躯体化石群，并命名为澄江动物群。之后国内外许多学者进行了大量研究，先后发现了几乎现今各门类动物——从低等的海绵动物到高等的脊椎动物的早期代表。该化石群比著名的加拿大吉尔吉斯页岩动物群早 1000 万年，从而证明了后生动物在寒武纪初期爆发式出现——寒武纪大爆发。澄江动物群包括多孔动物门、(木节)水母动物群、显性虫动物门、鳃曳动物门、动吻动物门、叶足动物门、腕足动物门、软体动物门、节肢

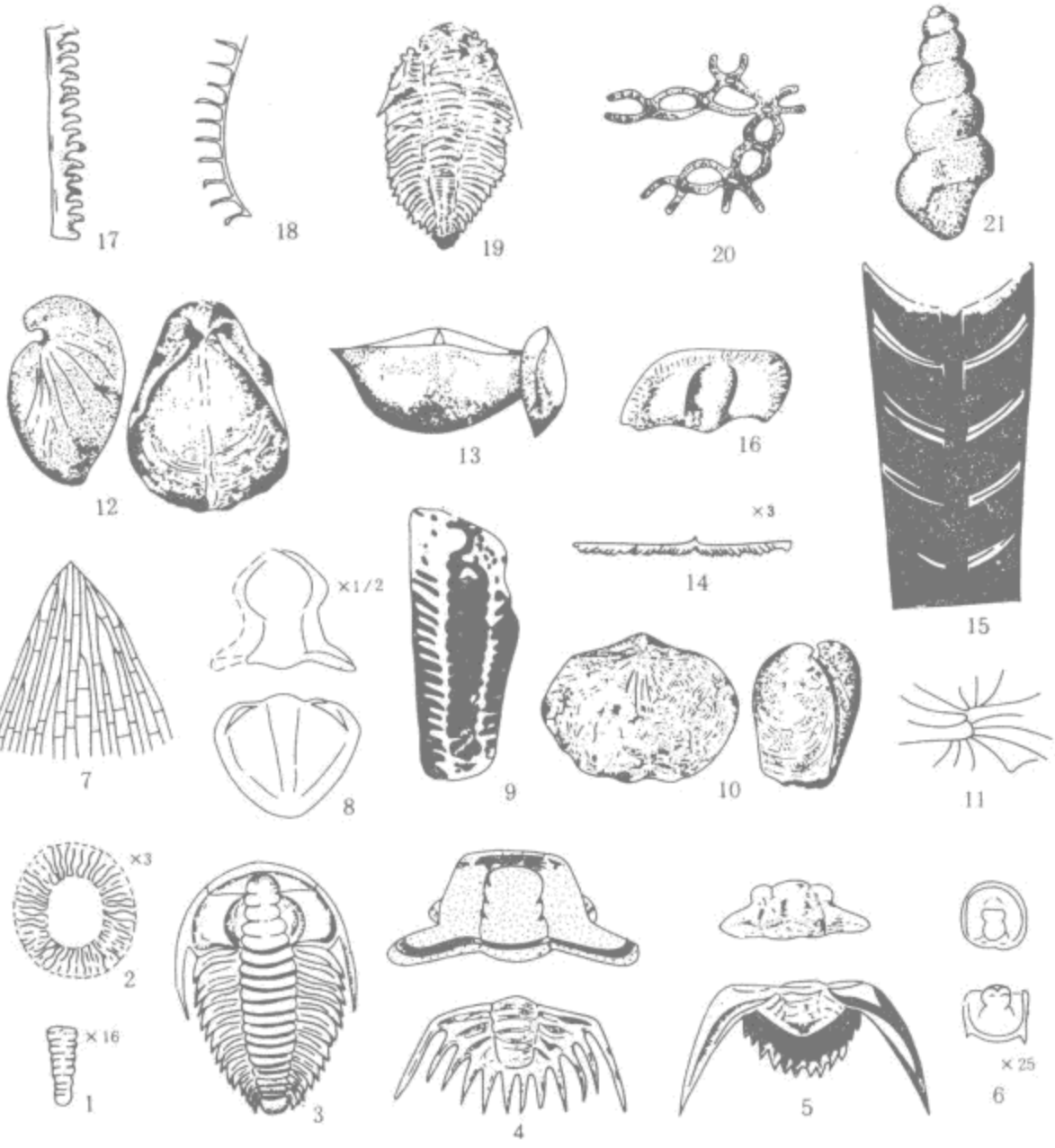


图 12-1　早古生代化石图

（转引自全秋琦、王治平，1993）

1. *Circotheca*（圆管螺）；2. *Coscinocyathus*（筛杯）；3. *Redlichia*（莱得利基虫）；4. *Damesella*（德氏虫）；5. *Drepanura*（蝙蝠虫）；6. *Pseudagnostus*（假球接子）；7. *Dictyonema*（网格笔石）；8. *Eoisotelus*（古等称虫）；9. *Armenoceras*（阿门角石）；10. *Yangtzeella*（扬子贝）；11. *Nemagraptus*（丝笔石）；12. *Pentamerus*（五房贝）；13. *Tuvaella*（图瓦贝）；14. *Didymograptus*（对笔石）；15. *Sinoceras*（中国角石）；16. *Nankinolithus*（南京三瘤虫）；17. *Monograptus*（单笔石）；18. *Rastrites*（耙笔石）；19. *Coronocephalus*（王冠虫）；20. *Halysites*（链珊瑚）；21. *Hormotoma*（链房螺）

动物超门、棘皮动物门和脊索动物门及分类位置不明的类群。

2. 三叶虫

三叶虫是继小壳动物后最早繁盛的带壳动物，它在寒武纪属种繁多，演化迅速，生态分异明显，化石丰富，是寒武纪地层划分对比的重要依据。

早寒武世三叶虫以莱德利基虫目为主，具头大、尾小、胸节多、头鞍长锥形、鞍沟明显、眼叶大等特点，代表分子有 *Redlichia*（莱得利基虫，$\in_1^3$）、*Palaeolenus*（古油栉虫，$\in_1$）等；还有头尾等大，个体较小，营浮游生活的古盘虫亚目，如 *Hupeidiscus*（湖北盘虫，$\in_1$）。中寒武世以褶夹虫目的大量出现为标志，初期常见宽阔的固定夹，头鞍截锥形，具平直的眼脊和较小的尾板，如 *Shantungaspis*（山东盾壳虫，$\in_2^1$），中后期与晚寒武世初期的三叶虫特征相近，尾板宽大，尾刺发育，如 *Damesella*（德氏虫，$\in_2$），*Blackwelderia*（蝴蝶虫，$\in_3^1$）及 *Drepanura*（蝙蝠虫，$\in_3^1$）等。晚寒武世中晚期常出现一些头鞍特殊的属，如 *Ptychaspis*（褶盾虫，$\in_3^2$）等。中、晚寒武世还广泛分布有营浮游生活的球接子类，这一类头尾等大，头甲和尾甲凸出似球形，是重要的标准化石，如 *Ptychagnostus*（皱纹球接子，$\in_2$）和 *Pseudagnostus*（假球接子，$\in_3$）等。

奥陶纪由于新生游泳的鹦鹉螺类和漂浮的笔石类等类别的大量出现和兴盛，三叶虫在海洋中不再占有统治地位，与寒武纪相差较大，以栉虫亚目、斜视虫亚目和三瘤虫亚目占优势，一般尾甲更大，为等尾型，头鞍前叶膨大，代表分子有 *Dactylocephalus*（指纹头虫，O_1），*Asaphellus*（小栉虫，O_1）、*Eoisotelus*（古等称虫，O_1），*Nankinnolithus*（南京三瘤虫，O_2）和 *Dalmanitina*（小达尔曼虫，O_2—S_1）等。

志留纪起三叶虫显著衰退，仅镜眼虫目较为重要，代表分子有 *Encrinuroides*（似彗星虫，S_1），*Coronocephalus*（王冠虫，S_2）等。

3. 笔石

笔石是地史时期的海生群体动物，化石中最常见的有树形笔石目和正笔石目。树形笔石呈树状或丛状，大多数底栖固着生活，常与腕足类、三叶虫类等共生，代表正常浅海环境。树形笔石最早出现于中寒武世，绝灭于早石炭世。正笔石类由一枝至多枝组成，笔石枝从下垂至上斜上攀生长，胞管形态多变，营漂浮生活，从奥陶纪起大量发展，早泥盆世绝灭。正笔石类演化迅速，分布广泛，是奥陶系、志留系划分和对比的主要依据。正笔石类演化线索明显：①笔石枝数从多到少；②笔石枝生长方向的变化由下垂→下斜→平伸→上斜至攀合，至中志留世仅剩单列式；③胞管形态变化：直管状→内弯（O_{2-3}）→外弯（S）→分离；④笔石体的几次复杂化：中奥陶世 *Nemagraptus* 具次枝，中志留世的 *Cyrtograptus* 具幼枝。

晚寒武世至早奥陶世早期主要是树形笔石类，如 *Acanthograptus*（刺笔石）和 *Dictyonema*（网格笔石）等。早奥陶世中晚期以正笔石目中无轴亚目的繁盛为特征，代表分子有 *Didymograptus*（对笔石，O_1）；中晚奥陶世是笔石发展的极盛时期，胞管以内弯型为主，笔石体复杂化具次枝，以无轴亚目、隐轴亚目和有轴亚目中双列攀合的笔石为主，典型代表有 *Nemagraptus*（丝笔石，O_2）、*Dicellograptus*（叉笔石 O_3）、*Glyptograptus*（雕笔石，O_3^1—S_1）和 *Climacograptus*（栅笔石，O—S_1）等。

志留纪无轴亚目和隐轴亚目笔石已消失，双列攀合的笔石在早期仍较繁盛，随后单笔石科兴起，并成为志留系主要分带化石。笔石体形态多样，有直、弯、螺旋状等，胞管以外弯为主，有直管状、三角状、外卷状及分离状等。早志留纪代表分子有 *Monograptus*（单笔石，S_1）、*Rastrites*（耙笔石，S_1）等；中志留世以具幼枝的弓笔石类为特征，代表有 *Cyrtograptus murchisoni*（莫氏弓笔石，S_2）；志留纪末，正笔石类急剧衰退，只有少量单笔石残留到早泥盆世。

4. 腕足类

腕足类自早寒武世起已有广泛分布，以具几丁质类的无铰纲为主，如 *Obolella*（小圆货贝），也有具铰纲的原始代表。奥陶纪是腕足类发展的高峰期之一，具铰纲的三分贝目、正形贝目、五房贝目和扭月贝目进入顶峰阶段，代表有 *Sinorthis*（中国正形贝，O_1），*Yangtzeela*（扬子贝，O_1），*Hirnantia*（赫南特贝 O_3）等，石燕贝及小嘴贝类都有代表。志留纪腕足类化石相对减少，但其内部构造渐趋复杂化，主要类别及代表化石有：具中隔板和匙板的五房贝类如 *Pentamerus*（五房贝，S_1），具腕的石燕类如 *Eospirifer*（始石燕），*Howellella*（赫韦尔石燕）及 *Tuvaella*（图瓦贝）等。

5. 头足类

头足类从晚寒武世开始出现，早古生代主要为缝合线简单的鹦鹉螺类。奥陶纪是鹦鹉螺重要发展时期，壳体增大，壳内体管构造复杂化，以直壳类型为主，代表分子有 *Manchuroceras*（满洲角石，O_1）、*Armenoceras*（阿门角石，O_1）、*Sinoceras*（中国角石，O_2）等。志留纪起鹦鹉螺类开始衰落。

6. 珊瑚

最早出现于寒武纪，我国在早奥陶世发现床板珊瑚，晚奥陶世开始繁盛。主要为单带型的四射珊瑚和床板珊瑚，如 *Streptelasma*（扭心珊瑚），*Agetolites*（阿盖特珊瑚，O_3）、*Plasmoporella*（似网膜珊瑚，O_3^2）。志留纪是珊瑚的第一个繁盛期，以单带型、泡沫型四射珊瑚和床板珊瑚为主，并可造礁，此时代表分子有 *Cystiphyllum*（泡沫珊瑚，S_2）、*Stauria*（十字珊瑚，S）、*Favosites*（蜂巢珊瑚，S）、*Halysites*（链珊瑚，S）、*Heliolites*（日射珊瑚，S）等。

早古生代还有腹足类、双壳类、苔藓虫、棘皮类、古杯类以及海绵等，尤其是微体古生物牙形石，近年来已成为早古生代重要生物类别。

二、生物相和生物分区

地史中的环境是多样的，各种生物以其各自的生活方式适应不同的环境条件，造成明显的生态分异，构成不同的生物相。早古生代的生物相主要有浮游相、底栖相(壳相)和礁相几种类型。

浮游相以营漂浮、游泳生物为特征，共生的岩石类型常常为深水或静水环境的黑色页岩、硅质岩及复理石沉积等，通常分布于台盆、半深海或深水海槽区。例如晚奥陶世五峰组的笔石页岩相就是一种特殊的浮游相。在缺氧还原环境中无底栖生物生活，只有在上层水面生活着营漂浮生活的笔石，笔石死后落入较深水的滞流缺氧环境，与暗色泥页岩构成这种特殊的浮游相。

底栖相(壳相)以正常浅海底栖生物如三叶虫、腕足类等和典型的浅海相灰岩、泥灰岩等为特征，通常分布于台地区。上扬子浅海早志留世石牛栏组即为典型的壳相。保存的生物有腕足类、珊瑚、海百合、苔藓虫、腹足、层孔虫等多种正常浅海底栖生物或生物碎屑，产出于灰岩、泥灰岩、泥岩等岩石中。

礁相通常分布在台地边缘，呈条带状分布，以温暖、清澈的浅海底栖固着的造礁生物和纯净的灰岩为特征。

寒武纪全球依据三叶虫的分布特点划分出 3 个生物大区(图 12－2)，早寒武世最具代表性，因为此时三叶虫演化处于低级阶段，以单一的底栖生活方式为主。①亚澳生物大区，包括东亚、南亚、东南亚、西亚、澳洲和南极洲，以具 *Redlichia* 为代表。⑪北美-大西洋生物大区，包括北美、南美、西欧、西北欧和东欧，以发育 *Olenellus* 为代表。⑪西伯利亚生物大区，包括西伯利亚、中亚、南欧和北非等地，生物群兼有上述两大区特点，也有一些独特的生物群。中国早寒武世以艾比湖—居延海—西拉木伦河一线为界，以北地区属西伯利亚大区，该线以南的广大地区占据了亚澳生物大区的主体，后者又可划分为南方生物区、塔里木生物区和华北生物区。

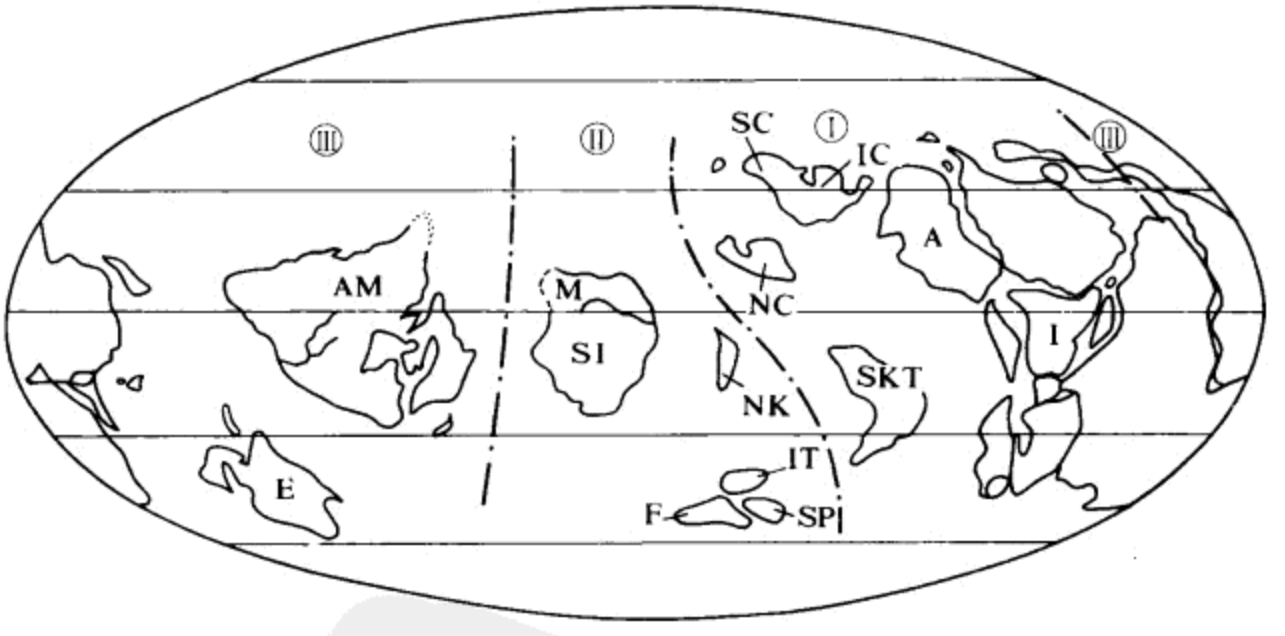


图 12－2　世界寒武纪古生物地理分图区(据杨家驹，1990)

IC. 印度支那半岛；AM. 美洲；E. 欧洲；SC. 扬子区；NC. 华北区；NK. 北哈萨克斯坦；SI. 西伯利亚；SP. 西班牙；F. 法国；SKT. 南哈萨克斯坦；I. 印度；A. 澳大利亚；IT. 意大利；M. 蒙古

奥陶纪由于海生无脊椎动物的出现和兴盛，依据不同生物类别所划分的生物古地理分区界线也不尽相同。中国奥陶纪地跨两个大区，分界线在额尔济斯河—西拉木伦河。从头足类的研究来看，早奥陶世早期中国都处于一个区，晚期南北分异明显，华北区以珠角石类为主，扬子区以内角石—前环角石为主。

志留纪根据底栖珊瑚和腕足类划分出 3 个大区：①北方大区包括北欧、北美和西伯利亚地区，我国艾比湖—居延海—西拉木伦河以北地区属北方大区，以含图瓦贝动物群为特点，珊瑚化石稀少。②南方大区包括南美和南非等地，以含单调的克拉克贝动物群和小型单体珊瑚为特点。③特提斯大区位于上述两大区间，我国大部分地区都属特提斯大区，以五房贝、珊瑚的繁盛、广泛分布为特点。

第二节 早古生代的古地理

早古生代中国的古地理格局是震旦纪的继承和发展，同属加里东构造阶段。华北板块主体自晚元古代开始的隆升一直持续到寒武纪早期，此后才整体下降接受海侵，形成早寒武世晚期至中奥陶世的滨浅海沉积，受区域性构造挤压作用的影响，从中奥陶世开始隆升，一直持续到晚古生代。华北板块南、北均为大洋环境，北侧在加里东后期形成一条东西向褶皱带拼贴在华北板块北部，南侧古祁连和北秦岭洋消失，柴达木板块、秦岭微板块与华北板块对接碰撞。华南地区由扬子板块和华夏板块组成，两大板块间为华南裂谷盆地。在早古生代扬子板块内部为相对稳定的滨浅海沉积环境，加里东运动后期主体上升，仅在川、滇一带形成狭窄海湾。扬子板块东南缘和华夏板块西北缘虽然特征不同，但都属被动大陆边缘类型，二者之间的华南裂谷盆地在加里东早期(Z—∈)活动性较强，而在加里东中晚期经历了盆地消亡至造山作用阶段，形成华南加里东褶皱带。扬子板块北缘存在南秦岭裂谷，加里东末期东秦岭碰撞对接。中国其他地区为相对独立的板块和微板块。

一、寒武纪的古地理特征

1. 华南地区寒武纪的古地理特征

华南地区寒武纪继承了震旦纪的古地理、古构造格局。此时扬子板块以稳定型陆表海为特征，其东部为扬子板块的东部被动大陆边缘，而扬子板块与华夏板块之间为裂谷盆地发展阶段。该盆地于早寒武世拉张达到最大规模，以后则以热沉降为主。盆内不具典型洋壳特点，没有形成大洋。因此华南地区寒武系自西向东依次为：扬子克拉通、江南被动大陆边缘及华南裂谷盆地3个沉积区。

(1)扬子板块寒武纪的地层序列和古地理

寒武纪扬子区海侵广泛，地层具明显两分性：下统为泥砂质和碳酸盐沉积，化石丰富，中上统以镁质碳酸盐沉积为主，化石稀少。滇东晋宁梅树村剖面下寒武统与震旦系为连续沉积，且地层发育完整、化石丰富、研究程度较高，是震旦—寒武纪界限层型的候选剖面。该剖面仅发育中、下寒武统，下寒武统包括梅树村组、筇竹寺组、沧浪铺组和龙王庙组，中寒武统包括陡坡寺组和双龙潭组。双龙潭组与上覆志留系平行不整合接触。

早寒武世的梅树村组主要是一套磷块岩，其内小壳化石可富集成生物碎屑层，发育波状、鱼骨状交错层理，顶部白云岩内含鸟眼构造，反映比较典型的滨海潮间—潮下带沉积。筇竹寺组下部黑色粉砂质、泥质沉积，含炭质及稀有元素，为海水流动不畅的弱氧化至还原环境，可能为潮下低能海湾，中上部以泥砂质沉积为主，含有三叶虫及澄江动物群等生物化石，环境已趋于正常浅海，总体代表持续海侵过程。沧浪铺组以砂页岩沉积为主，内含浪成波痕和交错层理，为滨海沉积。龙王庙组的白云岩为咸化海沉积。中寒武世的陡坡寺组和双龙潭组为浅海砂泥、碳酸盐沉积。中寒武世后期滇东地区上升为陆。

由于滇东地区中上寒武统发育不全，湖北宜昌三峡剖面寒武系发育完整，现补充如下。下统自下而上分为4组：水井沱组、石牌组、天河板组和石龙洞组。水井沱组为黑色炭质页岩夹薄层灰岩，含磷、稀有元素及黄铁矿，化石以浮游的盘虫类为主，推测为滞流还原环境。石牌组和天河板组为正常浅海的砂泥质和碳酸盐沉积，含较多底栖的古杯类。石龙洞组为厚层白云岩。中统覃家庙组由薄—中层白云岩组成，波痕、交错层理、泥裂、食盐假晶发育。上统三游洞组为厚层白云岩，其顶部归属奥陶系。从石龙洞组至中上统均为干旱的咸化海环境。

寒武纪扬子区为稳定的陆棚海，地势西北高东南低，西部的康滇古陆始终存在，其范围不断扩大。早寒武世扬子区为向东倾斜的混积型缓坡。梅树村期在晚震旦世灯影期古地理基础上发展形成碳酸盐缓坡。筇竹寺期和沧浪铺期则是以陆源碎屑沉积为主，西北康滇古陆边缘的滇东、川西一带为砂砾岩、粉砂岩类及白云质灰岩，向东陆源碎屑颗粒逐渐变细，至桂西、黔东及鄂中等地陆源碎屑减少，碳酸盐增多，此时物源区为西部康滇古陆。龙王庙期为典型的碳酸盐缓坡，仅在古陆东缘的川西南—滇中地区含陆源碎

屑，而在川、滇、黔、桂、鄂为大范围的潮下低能碳酸盐沉积。自中寒武世起，扬子区西部古陆不断扩大，形成纵贯西部边缘的康滇古陆，古地理由早期的缓坡发展成镶边型碳酸盐台地。由于西部古陆和东南部水下隆起影响形成半封闭海盆，加之气候炎热干旱，使海水盐度增高，主体发育一套化石稀少的白云岩沉积，在川西南、滇东北等地还有膏盐沉积。

下扬子区下寒武统沿巢县—句容—泰县一带呈北东方向存在一个狭窄的碳酸盐潮坪相带，主要为白云岩和白云质灰岩，该带的南北两侧由碳酸盐缓坡进入陆坡深水盆地。中上统主体为半局限台地白云岩沉积，南北两侧仍为陆坡较深水盆地。

(2)扬子板块大陆边缘及华南裂谷盆地的寒武纪古地理特征

扬子板块东南大陆边缘，包括桂西北、赣北、浙江及苏南等地，为一狭长的、北东向展布的非补偿海盆。早寒武世主要为黑色炭质页岩、硅质页岩夹硅质层，水平纹层发育，含放射虫和海绵骨针，偶见浮游型三叶虫，局部夹磷结核、黄铁矿团块等，代表深水、缺氧的还原环境。中统为深灰、灰黑色炭质页岩、页岩和灰岩相，含漂浮型的球接子类及海绵骨针，上统主要为泥岩、泥质灰岩。中晚寒武世江南区的还原条件大大减弱，但仍属非补偿海盆。整个寒武纪沉积厚度不超过 800m。

华南裂谷盆地位于绍兴-江山—萍乡—南宁一线以南地区。华南区内大致以长汀—清远—玉林为界分为西北部的赣粤次深海盆地及东南部的闽粤浅海盆地。粤北曲江及赣南崇义等地寒武纪为砂泥质浊积岩，夹少量灰泥及凝灰质，含深水放射虫和海绵骨针，可能是华南裂谷盆地的主体。而在广东化州、福建永安等地，此期主要是一套砂岩、页岩、炭质页岩等，含磷、锰矿层，在广东郁南、台山、开平一带中寒武纪出现紫红色含镁砂岩。闽粤浅海盆地为华夏板块西北部被动大陆边缘。

扬子板块的北部大陆边缘为南秦岭区。寒武纪以商丹古缝合线为界，南、北秦岭分别构成扬子和华北板块的大陆边缘，中间为秦岭洋所阻隔。南秦岭属扬子板块的被动大陆边缘，受板块边缘离散作用影响，中、晚寒武世南秦岭裂陷形成大陆边缘裂谷盆地。盆地内沉积了二道桥组下部的火山岩。裂谷盆地以北、北秦岭活动大陆边缘以南的秦岭微板块为浅水碳酸盐台地沉积。

扬子板块西部大陆边缘寒武系保存很少，推测昌都-思茅、义敦、松潘-甘孜等晚古生代以后的微板块尚未与扬子板块分离，属扬子板块西部边缘的一部分。

2. 华北板块及其大陆边缘寒武纪古地理特征

华北板块主体自晚元古代后期抬升后一直遭受风化剥蚀，早寒武世开始接受海侵。寒武纪华北地区为稳定的陆表海碳酸盐沉积，其南缘以主动大陆边缘与秦岭洋毗邻。

(1)华北板块寒武纪的地层序列和古地理

华北地区是寒武纪稳定沉积类型分布区之一，除早寒武世早期普遍缺失沉积外，其余地层发育完整、化石丰富、岩相厚度稳定。山东张夏是我国中、上寒武统标准剖面，其地层划分如下：下寒武统仅发育馒头组，中寒武统包括毛庄组、徐庄组和张夏组，上寒武统包括崮山组、长山组和凤山组(图 12-3)。

张夏剖面寒武系以角度不整合覆盖于太古宙泰山群之上，剖面总厚 510m。下统馒头组为紫红色钙质页岩夹泥质灰岩，泥裂、雨痕、岩盐假晶、波痕和鱼骨状交错层理等沉积构造发育，属干热气候条件下的滨浅海沉积。内含三叶虫中华莱德利基虫，相当于滇东龙王庙组，代表早寒武世晚期的沉积。中寒武统毛庄组，徐庄组均为以紫色泥岩为主的陆源碎屑岩，自下向上碳酸盐含量增高，以滨浅海沉积为主。中统上部张夏组以鲕粒灰岩为主，含德氏虫等三叶虫化石，但保存破碎，灰岩中波痕、交错层理发育，代表典型的潮下高能环境沉积。上统三个组的岩性基本相同，为灰岩、泥质灰岩和竹叶状灰岩(竹叶状灰岩是一种同生砾岩，为成岩过程中半固结的灰岩遭受浪潮冲击，破碎、磨圆、再沉积而成的，具有风暴作用特点)，含蝙蝠虫和蝴蝶虫等三叶虫化石。张夏地区寒武系代表基底遭受长期风化剥蚀夷平后，以碳酸盐沉积为主的陆表海环境。与动荡、强氧化的滨浅海相适应，发育了属种多、演化迅速，但个体很少完整保存的三叶虫动物群。

华北地区主体缺失早寒武纪早期沉积，中期从南侧秦岭洋向北海侵，淮南、豫西、陕北陇县和宁县贺兰山地区最早波及，沉积了滨浅海碎屑岩及含磷砂岩，称猴家山组或辛集组。沧浪铺晚期海水侵入到燕山、辽南地区，燕山地区为昌平组，是含 *Palaeolenus* 的豹皮灰岩。馒头组沉积范围由东向西逐渐扩大到太行

山、中条山一线和鄂尔多斯、阿拉善西缘及南缘。

中寒武世毛庄期、徐庄期海侵向西延伸到吕梁山。西部贺兰山一带的海水亦向东扩大到鄂尔多斯中部，华北古陆进一步缩小。张夏期海侵显著扩大，除陕北和内蒙古东胜地区仍为古陆外，华北地区广泛发育了稳定的浅海碳酸盐沉积。

晚寒武世华北板块的古地理格局发生了显著变化，南部淮南、豫西和晋南一带开始上升，海水变浅，形成以白云岩为主沉积(三山子组)。白云岩层位由南向北升高。北部燕辽地区相对下降，为滨浅海灰岩沉积。此时地形南高北低，与早、中寒武世的地形呈翘翘板式变化，这种地势特点一直持续到奥陶纪。

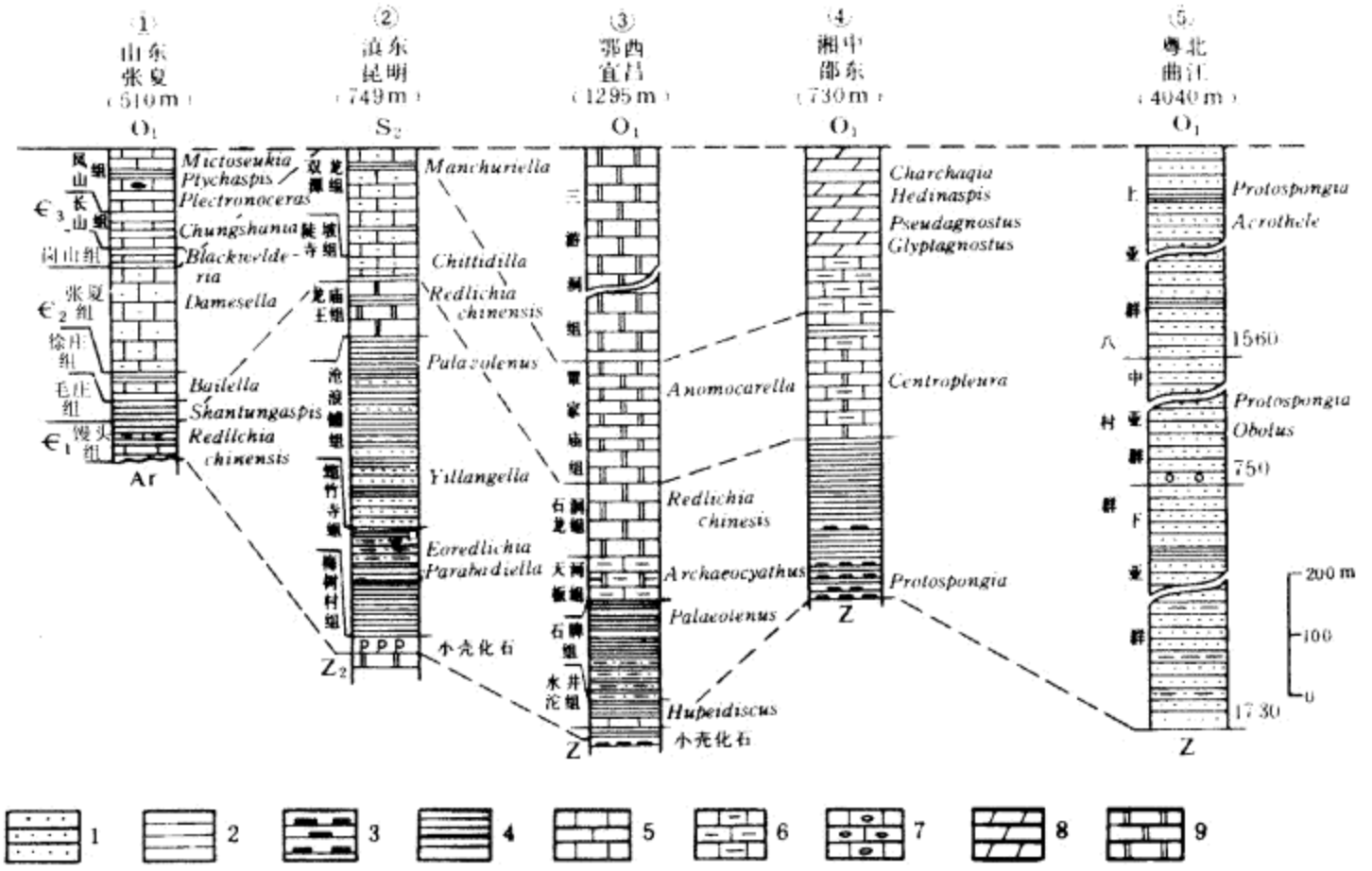


图 12-3 中国东部寒武系柱状对比图

1. 砂岩；2. 泥页岩；3. 硅质岩；4. 碳质页岩；5. 灰岩；6. 泥质灰岩；7. 竹叶状灰岩；8. 泥灰岩；9. 白云岩

(2)华北板块大陆边缘寒武纪古地理特征

华北板块南部寒武纪是主动大陆边缘，展布于商丹缝合线以北。沿陕西商南—丹凤一带发育蛇绿岩套及丹凤群的岛弧火山岩、河南西峡—南召一带发育二郎坪群的弧后火山岩。向西到甘肃天水一带也发育类似的含火山岩地层李子园群，其时代为寒武纪—早志留世。证明当时秦岭洋向北俯冲，在华北板块南缘形成了活动大陆边缘。

华北板块北部寒武纪大陆边缘性质有待进一步研究。在传统上认为古老基底的内蒙地轴中已报导年龄值在 850～600Ma 的蛇绿岩套及小壳动物群，推测寒武纪在地台北缘白云鄂博一带处于稳定大陆边缘状态，逐渐向活动型过渡。

板块西南侧与柴达木古陆之间为古祁连洋，早寒武世时未接受沉积，中寒武世起祁连山南北坡都张裂成裂陷海槽。北祁连海槽中发育较深海含放射虫硅质岩、中基性火山岩及砂泥质复理石。

3. **其他地区寒武纪的古地理概述**

中国其他地区包括塔里木板块，古亚洲洋和古特提斯洋中的小块体。

(1)塔里木板块及其大陆边缘

寒武纪塔里木板块内部为稳定类型沉积，以北部柯坪地区发育最好，其沉积特征和生物与扬子区相似，沉积厚度 500～600m，主要为泥质、粉砂质及硅、镁碳酸盐沉积，底部含磷结核，中、下部产三叶虫 *Redlichia*。说明寒武纪塔里木板块与扬子板块关系密切。

塔里木板块北部大陆边缘属于被动大陆边缘类型。板块西南大陆边缘的昆仑海槽研究程度较低。西昆仑寒武系为化石稀少、厚度巨大的砂泥质碳酸盐沉积，西昆仑与喀喇昆仑间有晚元古代以来的蛇绿岩，代表原特提斯洋的消减带。

(2)古亚洲洋

古亚洲洋以艾比湖—居延海—西拉木伦河地缝合线为代表，共分为 3 部分。主体为天山—西拉木伦洋，南侧为华北板块和塔里木板块北部大陆边缘，北侧为西伯利亚板块南部边缘，准噶尔为哈萨克斯坦板块的一部分，松辽是古亚洲洋中的中间陆块。

兴蒙、东北地区寒武纪特征与华北、塔里木板块有明显差异。在黑龙江伊春地区下寒武统为厚度 300m 以上的炭质泥砂质和碳酸盐沉积，含 *Kootenia*(库迁虫)、*Proerbia*(原叶尔伯虫)，后者是西伯利亚常见分子。大兴安岭下寒武统中也有西伯利亚的古杯类。这一地区属西伯利亚生物大区，与华北、华南生物特征明显不同。

天山—西拉木伦洋寒武纪为大洋环境，在内蒙中部的温都尔庙群是温都尔庙蛇绿岩套的组成部分，代表典型的洋壳。在大洋南、北两侧的生物，沉积特征均相差较大，也证明此时有大洋阻隔，限制了生物之间的交往。

(3)古特提斯洋

寒武纪古特提斯洋的主洋盆在班公湖-怒江古缝合线。缝合线以南的冈底斯、江孜地区属冈瓦纳板块的一部分。以北以东的羌塘地区、昌都、思茅、松潘、甘孜地区尚未与扬子板块分离，可能为扬子板块西部一部分。滇西保山地区下、中寒武统为浅变质陆坡砂泥质、硅质浊流沉积，仅见海绵骨针和微古植物，与震旦系连续过渡；上统为砂泥夹钙质浅水沉积，含底栖及浮游混合型三叶虫，总厚度 4000 余米。藏南地区寒武系为一套透辉石石英片岩和含燧石结晶灰岩，与印度板块关系密切。

图 12－4 为中国早寒武世古地图。

二、奥陶纪的古地理特征

奥陶纪早期基本承袭了寒武纪的古地理、古构造特征；晚期则发生了变化，华北板块主体抬升，华南盆地规模的收缩加剧。

1. 华南地区奥陶纪的古地理特征

奥陶纪华南地区自西向东依然为：扬子克拉通、江南被动大陆边缘及华南裂谷盆地 3 个沉积区。从奥陶纪起华南裂谷盆地逐渐萎缩，特别是中奥陶世以后，萎缩速率加剧，盆地中心向北西迁移，导致晚奥陶世的古地理格局发生明显变化。

(1)扬子板块奥陶纪地层序列和古地理特征

扬子板块内部奥陶系以上扬子地区发育较好，宜昌黄花场剖面最具代表性，是我国奥陶系的标准剖面。该剖面下奥陶统自下而上分为西陵峡组、南津关组、分乡组、红花园组、大湾组、牯牛潭组，中奥陶统分为庙坡组、宝塔组，上奥陶统分为临湘组和五峰组(图 12－5)。

奥陶纪早期新的海侵开始。西陵峡组的白云岩中与上寒武统三游洞组相似，鸟眼构造、生物扰动构造发育，化石稀少，反映海水循环不畅，属能量较弱的半闭塞台地沉积。南津关组以含鲕粒及亮晶砂砾屑灰岩为主，内碎屑分选、磨圆较好，代表潮间至潮下高能带的产物，该组上段发育大型交错层理，有垂直或倾斜的生物钻孔，异地埋藏的腕足类、三叶虫、双壳类及海百合等碎屑，属于台地边缘浅滩相带。分乡组以亮晶灰岩为主，生物类别十分丰富，可形成生物骨架结构，内碎屑分选磨圆好，反映为台地边缘礁或滩相，但其中夹泥页岩，含笔石和完整保存的小型藻壳腕足类，说明水体逐渐变深，水动力逐渐减弱。红花园组以生物泥晶灰岩、泥晶砂屑灰岩为主，生物既有底栖型，也有游泳型，反映了水体能呈较弱的开阔台地环境。大湾组底部也由一套亮晶灰岩组成，属台地边缘浅滩，大湾组和牯牛潭组为瘤

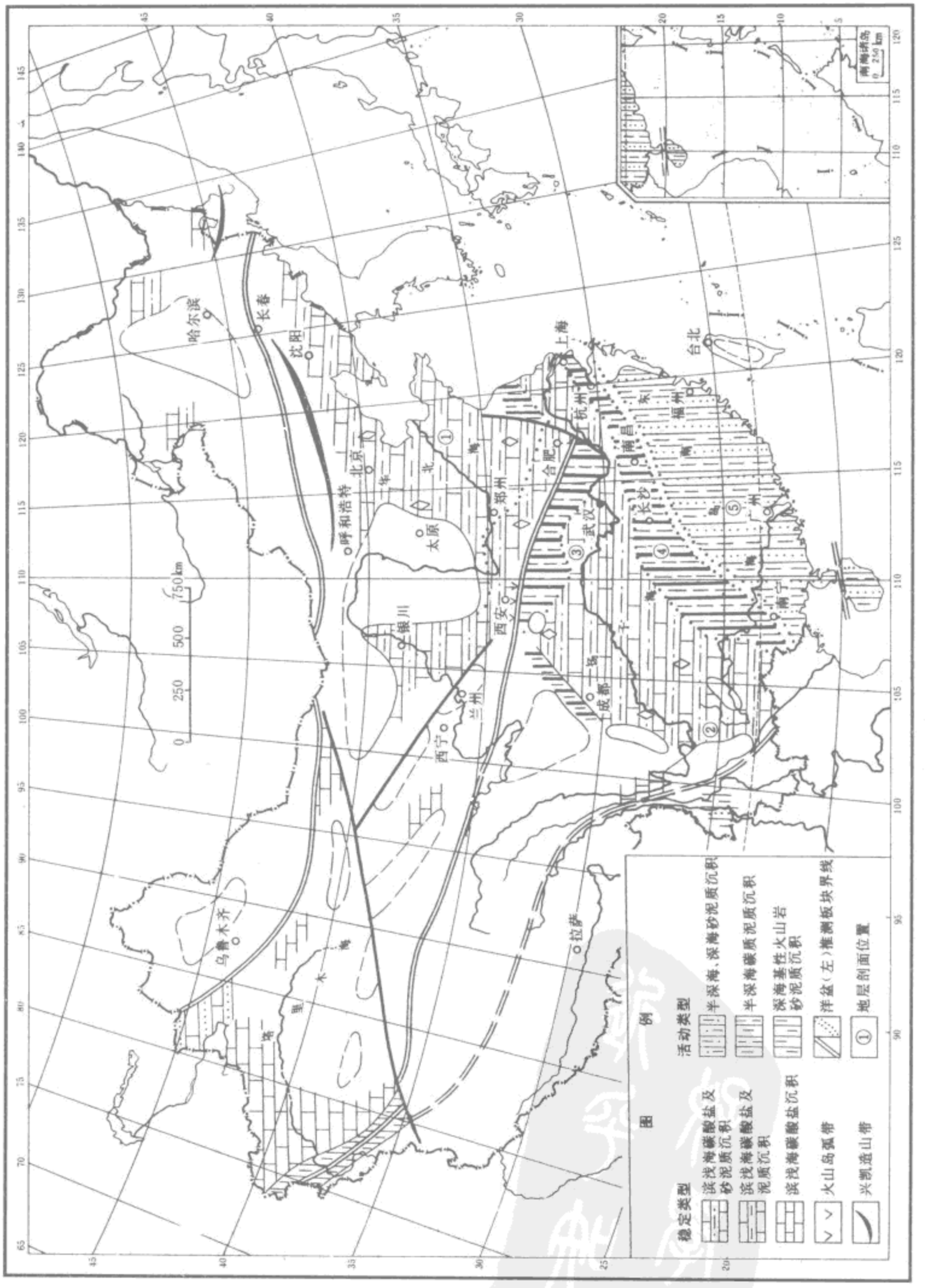


表12-4　中国早寒武世古地理图（据刘本培等，1996）

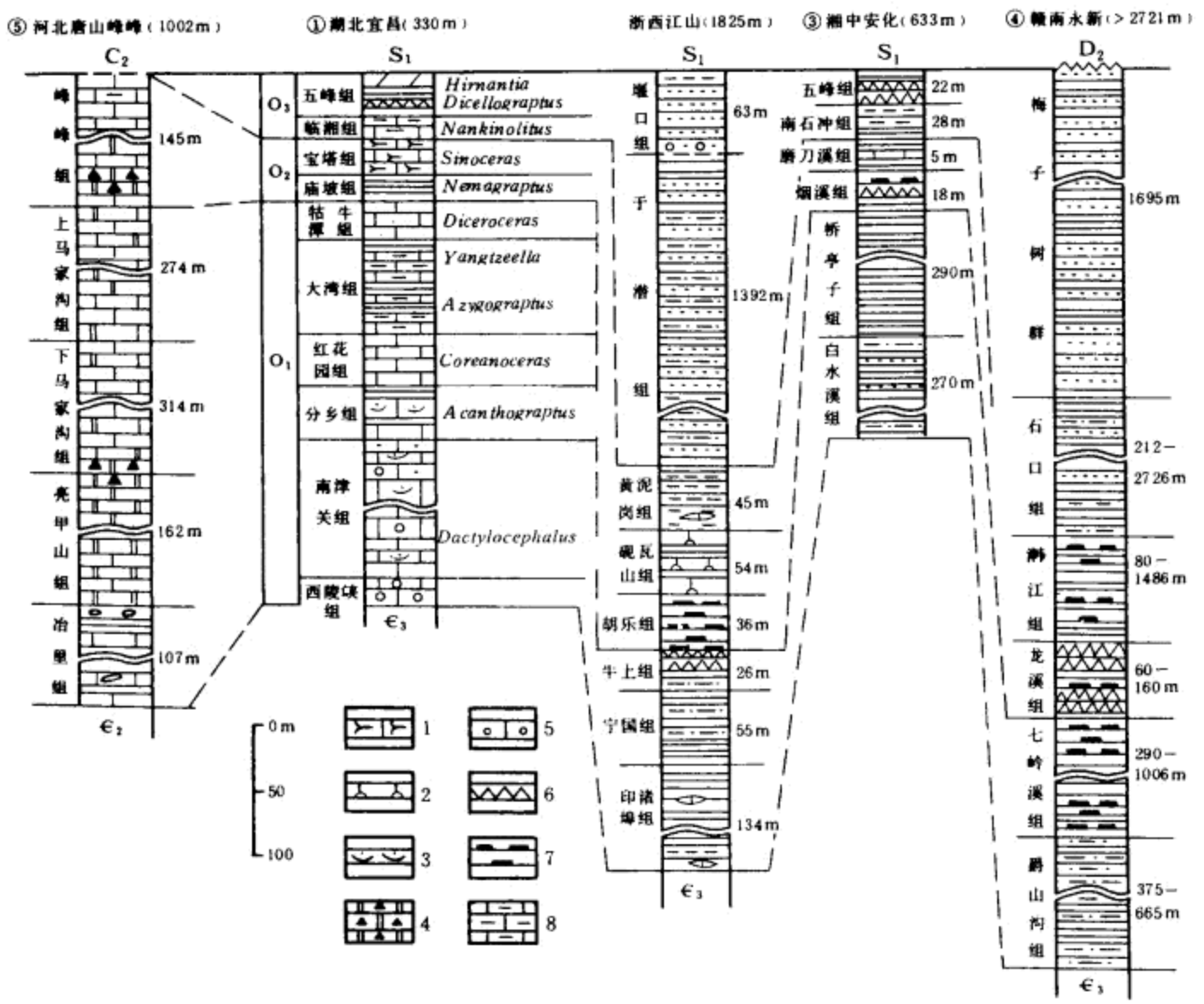


图 12－5　中国东部奥陶系柱状对比图

（转引自刘本培，1996）

1. 收缩纹灰岩，2. 网纹状灰岩，3. 生物碎屑灰岩，4. 角砾状白云岩，5. 鲕状灰岩，6. 硅质岩，7. 碳质页岩，8. 竹叶状砾屑灰岩

状泥质灰岩夹页岩，发育水平层理，生物种类繁多、保存完整，底栖和浮游生物混生，说明为水能量较弱的浅海陆棚环境。庙坡组以黑色页岩为主，含丰富的笔石，底栖生物含量大大减少，代表半闭塞的陆棚边缘盆地。宝塔组是一套典型的收缩纹灰岩，这种收缩纹不同于潮坪的干裂构造，而是成岩过程中由于上覆的负荷使胶体脱水形成的收缩裂纹，反映较深的浅海陆棚环境。临湘组的环境与宝塔组类似。五峰组是较典型滞流盆地的笔石页岩沉积，上部观音桥层壳相泥质灰岩沉积是晚奥陶世冰川作用造成全球海平面下降的地质记录。

奥陶纪是地史上海侵范围逐渐扩大的时期，在扬子板块内部表现在自中寒武世西部不断扩大的康滇古陆，随着早奥陶世海侵的开始，海水不断向西超覆，造成扬子区内部岩相变化显著。早奥陶世扬子区的古地理面貌与中晚寒武世相似，为巨大的镶边碳酸盐台地，内部自西向东南-北向排列不同的岩相带。在板块西部康滇古陆以东的川西、滇东一带为滨岸相带，沉积了具潮汐层理的砂岩、页岩、钙质页岩，向古陆一侧碎屑增多、粒度变粗。由此向东，陆源碎屑逐渐减少，代之以碳酸盐沉积占主导，在黔北、川南一带以碳酸盐为主夹砂泥质的开放台地相带。再向东至鄂西一带（扬子北缘和东南缘）以碳酸盐沉积为主，夹泥质，生物碎屑、内碎屑、鲕粒等十分发育，形成台地边缘浅滩环境。进一步向东至下扬子区全部为碳酸盐沉积。

中奥陶世西部古陆扩大，早奥陶世的相带分异格局已不复存在，整个扬子区均以碳酸盐沉积为主，夹少量泥质，尤以宝塔组的收缩纹灰岩分布较广。庙坡组黑色页岩是局限的“补钉”式凹陷所形成的水下滞

留盆地，而其周围是同时异相的大田坝组浅水碳酸盐沉积。

晚奥陶世早期海侵规模最大，沉积了瘤状泥质灰岩。晚期海平面下降，西部康滇古陆与滇黔桂古陆连成一片，造成五峰期的滞流海盆，沉积了典型的笔石页岩相。

(2)扬子板块大陆边缘及华南裂谷盆地的古地理特征

扬子板块东南大陆边缘，呈北东-南西向带状分布，西部为湘桂次深海，东部为浙皖次深海。前者以湘中地区为代表，奥陶系是一套深灰至灰黑色含碳质、硅质的笔石页岩，厚度600m，代表一种非补偿滞流还原环境。后者以浙西为代表，早中奥陶世也为滞流环境的笔石页岩相，晚奥陶世沉积了一套巨厚的浅水浊积岩，厚度愈千米。

华南裂谷盆地早奥陶世古地理格局与寒武纪相似，也由闽粤浅海相和赣粤桂次深海相二个大相带控制，但由于寒武纪末郁南运动影响，云开地区和粤东地区上升成陆，沿着二个古陆的周缘有规律地出现滨海、陆棚次级环境分布。中奥陶世以后，华南盆地加速萎缩，晚奥陶世为厚度较大的浊积岩充填，到奥陶纪末，整个华南区主体成陆，仅在钦-防残余海槽继续沉积(图12-6)。

扬子板块北部大陆边缘与寒武纪相似，南秦岭裂谷盆地安康一带为洞河群的变质细碎屑岩和火山岩。裂谷以北的秦岭微板块(如浙川等地)仍以浅水碳酸盐岩为主，裂谷以南的镇坪、岚皋等地为斜坡相的泥质碳酸盐岩沉积。

扬子板块西缘早、中奥陶世是被动大陆边缘砂泥质浊积岩沉积，滇南金平地区晚奥陶世转化为浅海碳酸盐台地。

2. 华北板块及其大陆边缘奥陶纪古地理特征

华北地区奥陶系主要是碳酸盐沉积，下奥陶统发育齐全，岩相稳定；中、上奥陶统发育不全，仅在少数地区有沉积。

(1)华北板块奥陶纪的地层序列和古地理

华北板块内部主要发育下奥陶统，中、上奥陶统大部缺失。河北唐山地区下奥陶统发育完整、化石丰富、研究程度高，是华北型奥陶系标准剖面。该剖面包括冶里组、亮甲山组、下马家沟组和上马家沟组。

冶里组与寒武系之间为连续沉积，岩性为厚层灰岩夹竹叶状灰岩及页岩，含有三叶虫、腕足类和树形笔石等底栖型生物，砾屑灰岩中的灰岩砾石表面无氧化圈，说明环境为潮下浅海，没有暴露出水面。亮甲山组下部为灰岩，含底栖的腕足类、腹足类、古杯和海绵等，仍为正常浅海环境，向上逐渐变为白云岩，且化石稀少，代表潮上蒸发环境。上、下马家沟组都是由灰岩、灰质白云岩、白云岩组成，上马家沟组局部出现膏溶角砾岩，均代表浅海—潮上环境。

华北板块早奥陶世早期以德州-石家庄—保德一线为界，北部以正常浅海环境为主；南部环境主要为潮间—潮上蒸发环境，地层沉积厚度从北向南减薄，说明此时华北区地势北低南高。早奥陶世中期南部继续抬升成陆上剥蚀区，而代表潮间-潮上蒸发环境的白云岩向北迁移，在晋南和鲁西北一带形成膏盐沉积。早奥陶世晚期海侵范围扩大，下马家沟组向南、向西北方向超覆。早奥陶世末期至中奥陶世岩相稳定，海侵仍比较广泛，在太行山中段和南段，吕梁山、中条山等地，中奥陶统峰峰组是一套厚层灰岩与泥质灰岩、白云岩、含直角石类及牙形石，厚约140m，同期沉积在山东西部和苏北一带也常见。晚奥陶世地壳上升，发生大规模海退，使华北板块再次成为古陆剥蚀区，仅在西南缘的陕西耀县及宁夏固原一带有沉积，是一套含底栖珊瑚、腕足类、三叶虫、腹足类和海百合等正常浅海碳酸盐沉积，称背锅山组。

(2)华北板块大陆边缘奥陶纪古地理特征

奥陶纪华北板块南部大陆边缘是活动型大陆边缘，发育了丹凤群岛弧型和二朗坪群边缘海型蛇绿岩。与此相对应，板块北缘从白乃庙至西拉木伦河一带见有早古生代的蛇绿岩套，代表奥陶纪古亚洲洋向南的俯冲消减带。南北两侧洋壳同时相向的俯冲作用与华北板块晚奥陶世整体抬升关系密切。

3. 其他地区奥陶纪的古地理概述

(1)塔里木板块及其大陆边缘

塔里木板块奥陶系以西北缘柯坪地区发育最好，下统为浅海灰岩，中、上统为泥灰岩，夹钙质粉砂岩和

页岩，含头足类、三叶虫等底栖生物群，属板块内部稳定浅海沉积。板块北部边缘的西准噶尔地区奥陶纪属古亚洲洋，发育富含泥质的碎屑岩与火山碎屑岩。而在板块西南边缘也见有含中基性火山岩和灰岩的砂泥质复理石沉积及蛇绿岩，反映昆仑洋向塔里木板块的俯冲作用。

(2)古亚洲洋

奥陶世古亚洲洋主体转换到额尔济斯—居延海—西拉木伦河一带，此时洋壳板块向南、北两侧的陆壳板块下俯冲，大洋北部由于板块的俯冲，在新疆北部、内蒙古及东北地区构成西伯利亚板块南部复杂大陆边缘，如在新疆阿尔泰地区奥陶系是一套砂质板岩、火山岩、火山碎屑岩及碳酸盐，厚达数千米。

(3)古特提斯洋

奥陶纪在滇西保山、潞西地区为稳定浅海碎屑泥质夹碳酸盐沉积，中奥陶世有直角石类与珠角石类混生，晚奥陶世特殊的海林擒动物群，与扬子区有一定差异。在越南北部马江带已发现早古生代蛇绿岩和蓝片岩，证明沿金沙江 -红河—马江一线奥陶纪有一定规模的洋盆。

喜马拉雅地区奥陶系主要是稳定浅海的灰岩沉积，也出现直角石类和珠角石类混生现象。

图 12 - 6 为中国早奥陶世古地理图。

三、志留纪的古地理特征

志留纪处于加里东构造阶段的晚期，是构造运动相对活跃的时期，处于挤压构造体制之下。此时的古构造格局与古地理面貌发生了明显变化，板块内部稳定地区因受边缘造山运动的影响，沉积和古地理格局显著改变；板块之间发生碰撞拼合，如华北板块与柴达木地块，扬子板块与华夏板块等。

1. 华南地区志留纪的古地理特征

志留纪是华南裂谷盆地萎缩、消亡的时期。受其影响，扬子板块早、中志留世海域仅限于北部，晚志留世海退，海水仅残存于川滇及钦防残余海盆，其他地区均抬升成陆。志留纪后期华夏板块与扬子板块对接拼合形成统 -的华南板块。

(1)扬子板块志留系的地层序列和古地理特征

鄂西宜昌剖面是扬子区研究较早、较深入的地区之一，该区志留系包括下志留统龙马溪组、罗惹坪组、石屋子组和中志留统纱帽组(图 12 - 7)。

受晚奥陶世海退的影响，在扬子区奥陶系与志留系之间普遍形成一不整合界面，但在宜昌地区龙马溪组与五峰组之间连续沉积。龙马溪组下部 100m 厚的黑色页岩和硅质页岩内，包含了 5 个笔石化石带，笔石呈聚集式保存，属典型的笔石页岩相，代表滞流、非补偿海盆。上部黄绿色砂质页岩厚度较大，但只含 3 个笔石带，笔石分散保存。根据岩性变粗、颜色变浅及笔石的保存情况等，推测上部为弱还原环境，反映沉积速率加快，逐渐转化为补偿盆地。罗惹坪组内产有大量的珊瑚、腕足、三叶虫等底栖生物化石，代表正常浅海环境。石屋子组及纱帽组是一套滨海相碎屑岩堆积。纱帽组自下而上砂岩含量增加，粒度变粗，交错层理发育，化石稀少，代表周围碎屑物质供应充分的超补偿海盆。中志留世后期，宜昌地区升出海面遭受剥蚀，与上覆中泥盆统云台观组石英砂岩呈平行不整合接触。

志留纪扬子区主要为碎屑陆棚海，随着加里东运动的强化，其海域面积不断萎缩。龙马溪期是继晚奥陶世海退之后又一新的海侵开始，此时沉积范围限于扬子北部，扬子区南部是大范围的古陆。龙马溪早期的古地理环境与五峰期相似，属于典型的笔石页岩相。从龙马溪晚期开始，扬子区属正常陆棚浅海环境，海侵范围扩大到黔中南一带。在黔东北至川南一带，早志留世沉积与宜昌地区相似，但在相当于罗惹坪组下部的地层内碳酸盐沉积发育，各种生物十分繁盛，由四射珊瑚和床板珊瑚组成小型点礁，在贵州石阡一带称雷家屯组；中统为秀山组和回星哨组，秀山组为正常浅海陆棚相，回星哨组是一套紫红色、灰绿色砂岩、粉砂岩及页岩，含有腹足类、双壳类和鱼类等化石，代表滨海相沉积。由此可见，至中志留世晚期，扬子板块内部受扬子板块与华夏板块拼接的影响，主体环境逐渐上升而成为陆上剥蚀区。

向东南至江西修水流域，志留系发育完整，下统为笔石细碎屑岩相，中统为正常浅海相，上统为陆相。再向东至下扬子区，情况与修水地区相似。下统高家边组为笔石相碎屑岩，中统坟头组为壳相碎屑岩，上统茅山组为含鱼化石的滨海—过渡相碎屑岩，厚度在 3000m 以上。

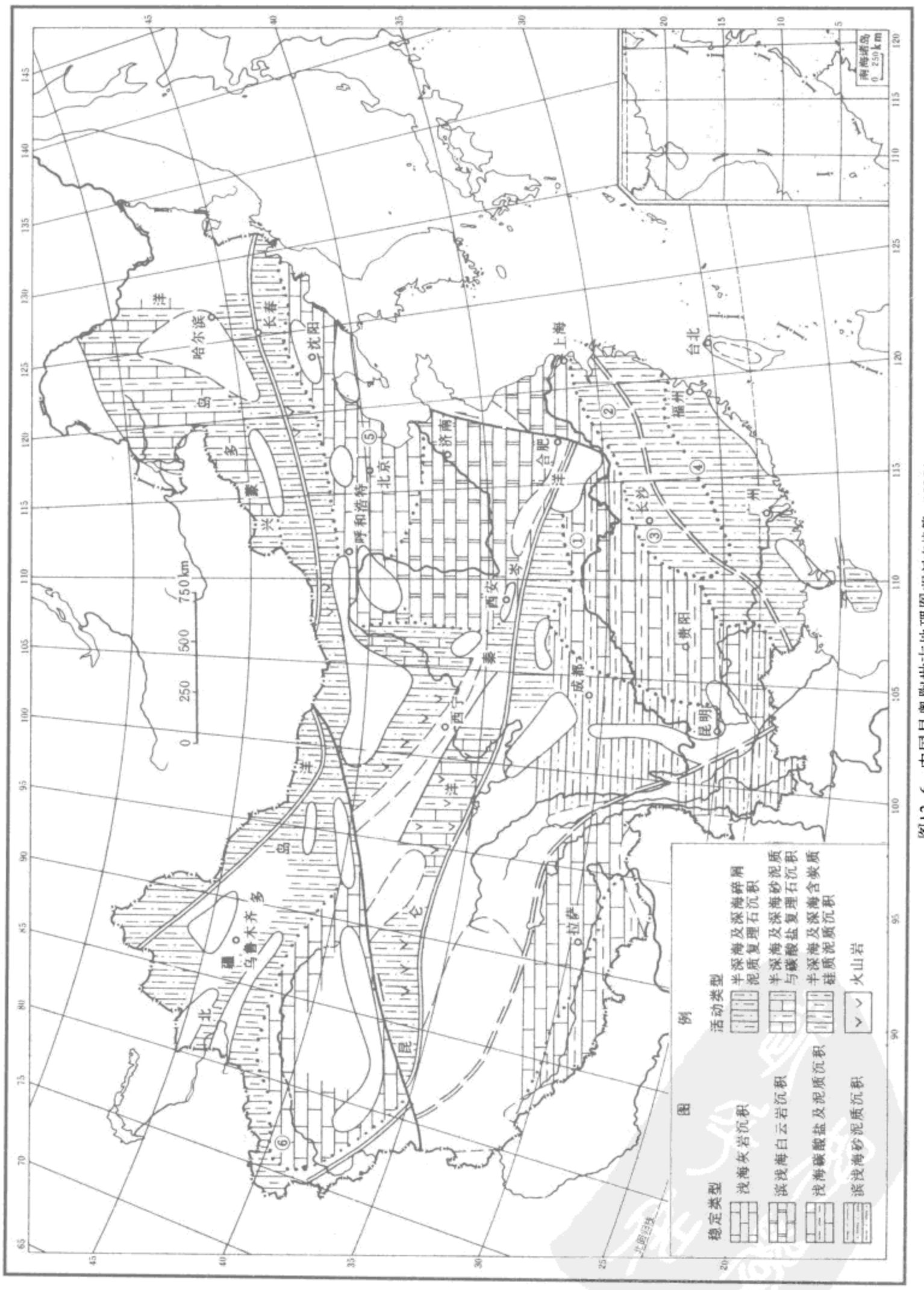


图12-6　中国早奥陶世古地理图(据刘本培等，1996)

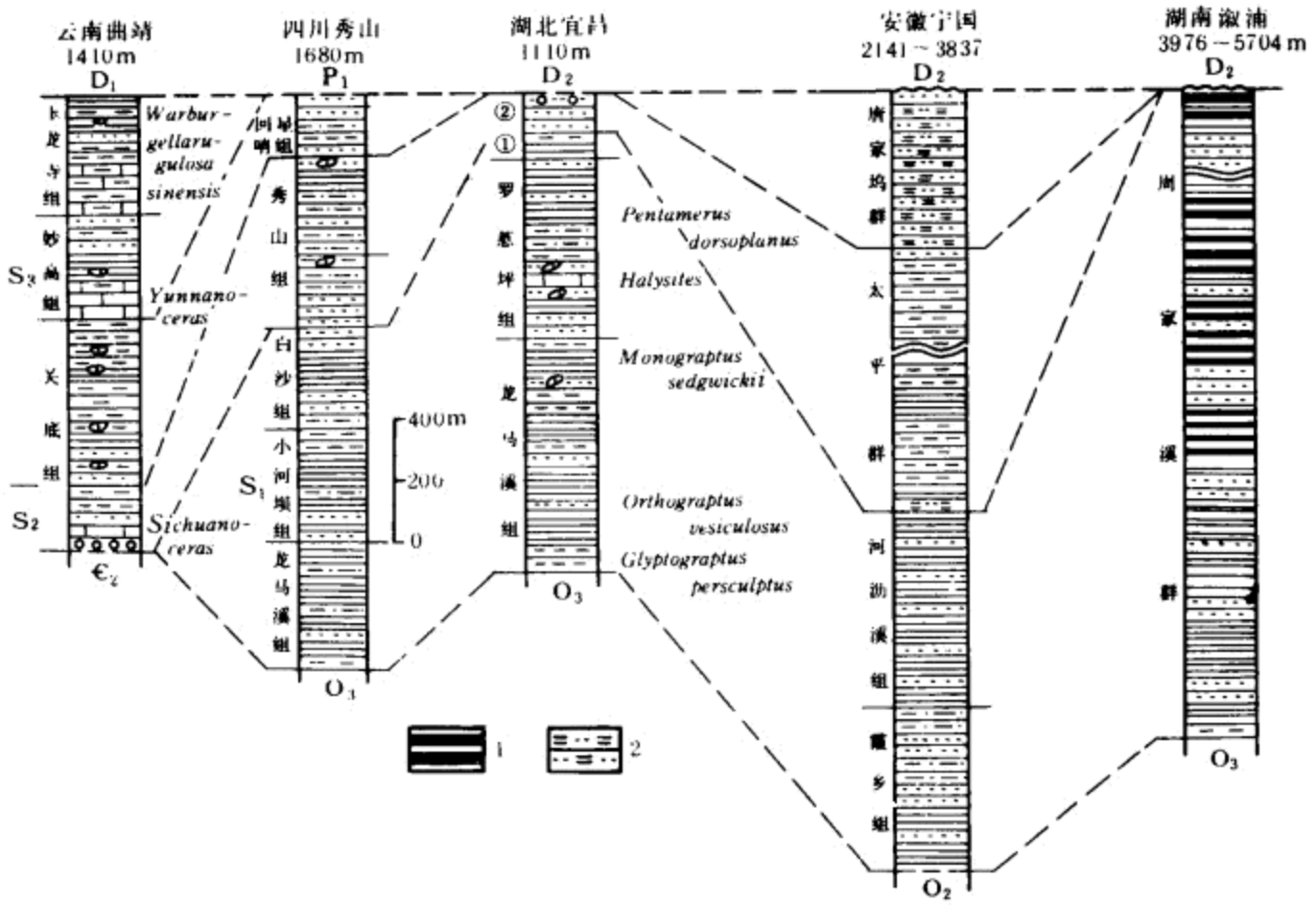


图 12－7　中国东部志留系柱状对比图

（转引自刘本培等，1996）

1. 黑色页岩；2. 粉砂岩及泥页岩；

①石屋子组，②纱帽组

扬子板块早、中志留世为浅海沉积，富产土著色彩浓厚的四川角石等头足类、慧星虫等三叶虫和各种珊瑚类土著分子，据统计横板珊瑚属的地方性分子达 30％以上，说明志留纪扬子区为独立的板块。

在扬子板块西缘的滇东一带，从晚寒武世隆升成陆后直到中志留世晚期才开始接受沉积。关底组以泥灰岩及页岩为主，含 *Sichunoceras*。其上妙高组岩性由黄绿、灰绿色页岩及瘤状泥灰岩、灰岩所组成。再上为黑色页岩夹薄层瘤状泥灰岩组成的玉龙寺组，含腕足类、三叶虫和牙形石化石，与上覆下泥盆统地层整合接触，由此可见，晚志留世滇东地区为扬子板块的沉降中心。

华南地区晚志留世仅滇东和钦-防地区有沉积，长江下游有过渡相沉积外，其他地区均上升成陆。

(2)扬子板块大陆边缘及华南残余盆地志留纪古地理特征

扬子板块东缘的志留系仅有下统，在湘中一带称周家溪群，主要为泥砂质类复理石沉积，厚度巨大。中、晚志留世江南区未接受沉积，较板块内部更早结束了沉积作用。

华南裂谷盆地自中奥陶世起萎缩加剧变为残余盆地，到志留纪仅在钦-防地区残留海水，其他地区已上升成陆。钦-防地区志留系发育齐全，下统为含丰富笔石的页岩，中统为泥质粉砂岩、页岩，上统是泥质粉砂岩夹砂岩、页岩，属深水海槽复理石沉积组合，代表原特提斯洋的分支海。钦-防海槽未受加里东运动影响。

扬子板块北部大陆边缘的南秦岭地区早志留世与奥陶纪相似，南秦岭裂谷盆地的安康—随州一带具玄武岩，早志留晚期以后为笔石页岩相，厚度巨大，与泥盆系是平行不整合接触。裂谷盆地以北秦岭微板块仅见早、中志留世复理石沉积，晚志留世地层缺失，反映受加里东晚期北秦岭造山运动的影响。西秦岭迭部地区，下、中志留统以碎屑岩为主，内含笔石，上统为碎屑岩夹碳酸盐类，含珊瑚、腕足类及牙形石等化

石。

扬子板块西缘构造环境比较复杂，活动性较强。在金沙江地区，志留系代表逐渐收缩变浅的裂陷海槽沉积特点，义敦地区为一套夹基性火山岩的较深水沉积，滇西墨江的志留、泥盆系为深水连续沉积。

2. 华北板块及其大陆边缘志留纪古地理特征

华北板块志留纪主体仍为古陆剥蚀区，缺失志留系沉积，但大陆边缘地区志留系相当发育。

(1)华北板块志留纪的地层序列和古地理

板块内部志留纪地层仅发现于板块西南宁夏同心地区，只有中、上统。中统照花井组，主要由灰岩、泥灰岩构成，含大量造礁生物，厚仅 100m 左右，属稳定浅海沉积。上统旱峡群，为紫红色砂砾岩，厚度500m，代表西侧造山带山前的前陆盆地沉积。

此外，在河南固始下石炭统灰岩砾石中还发现了志留纪珊瑚化石，表明此地应有志留系沉积。

(2)华北板块大陆边缘志留纪古地理特征

华北板块北缘的内蒙古地区，下志留统为中酸性火山岩夹砂泥质沉积，中、上志留统为砂泥质复理石沉积，志留纪末属磨拉石建造。磨拉石建造与下伏地层间具明显的角度不整合，说明本区发生强烈的加里东运动，形成板块北缘的早古生代褶皱带。向东至西拉木伦河及吉林中部，仍然具有活动大陆边缘的性质。

华北板块南部的北秦岭地区没有志留系的沉积，推测受加里东运动的影响已形成古陆或山地。西南部祁连山地区志留纪的研究程度较高。北祁连海槽在志留纪仍然为强烈坳陷区，沉积厚度达 7000m，主要是砂泥质碎屑沉积，火山活动微弱，反映北祁连小洋盆逐渐抬升填满的过程。中祁连在志留纪一直为隆起带。南祁连海槽早、中志留世仍处于张裂、下陷阶段，有海底火山活动和巨厚含火山碎屑和硅质的泥砂质沉积。中、晚志留世海槽缩小，沉积了巨厚的硬砂岩。志留纪末，由于柴达木板块与华北板块的碰撞、挤压，南、北祁连海槽相继形成褶皱带，从而使柴达木板块和华北板块拼合成一个大陆。

3. 其他地区志留纪的古地理概述

(1)塔里木板块及其大陆边缘

塔里木板块的志留系主要出现在西北、东北部，与扬子板块关系密切。柯坪地区的下志留统为含笔石及三叶虫的杂色碎屑岩，中上统为含中华棘鱼的紫红色砂岩和泥岩。塔里木北缘南天山一带志留纪厚度巨大，为中性火山碎屑岩、火山岩及沉积岩，代表活动的古构造环境。

(2)古亚洲洋

志留纪古亚洲洋北部的准噶尔—兴安地区各段活动性不同。西准噶尔早志留世的复理石、类复理石是洋壳大规模俯冲后残余盆地的产物。东准噶尔晚志留世含 *Tuvaella*(图瓦贝)的紫色灰岩、钙质砾岩、中酸性火山角砾岩等不整合于奥陶纪—中志留世蛇绿岩套之上。再向东至兴安岭地区，志留纪海域范围与奥陶纪相似，均具有一定活动性。天山—西拉木伦洋志留纪仍然为大洋环境，其向华北板块俯冲形成沟-弧-盆体系。

在东准噶尔、内蒙古东北部、大兴安岭中段和小兴安岭北部等地均发现 *Tuvaella* 动物群，该动物群分布在西伯利亚南部及蒙古西部的图瓦盆地，说明志留纪这些地区同属西伯利亚板块南缘。

(3)古特提斯洋

滇西保山地区志留纪主要为浅海泥质和碳酸盐沉积，为古特提斯洋中稳定的小型地块。藏南珠峰地区的志留系发育完整，下统为灰黄色石英岩，中统是灰色页岩，含笔石 *Streptegarptus*、*Orthograptus*，上统为灰色含泥质条带灰岩，内产丰富的头足类、牙形石，总厚度不足 100m。向北至申札地区，灰岩增多，厚度达 250m。两地均属板块内部的稳定浅海沉积。在上述地区的角石类以 *Michelinoceras* 最为常见，与扬子区明显不同，证明当时冈瓦纳板块与扬子板块间有特提斯洋阻隔。

图 12-8 为中国中志留世古地理图。

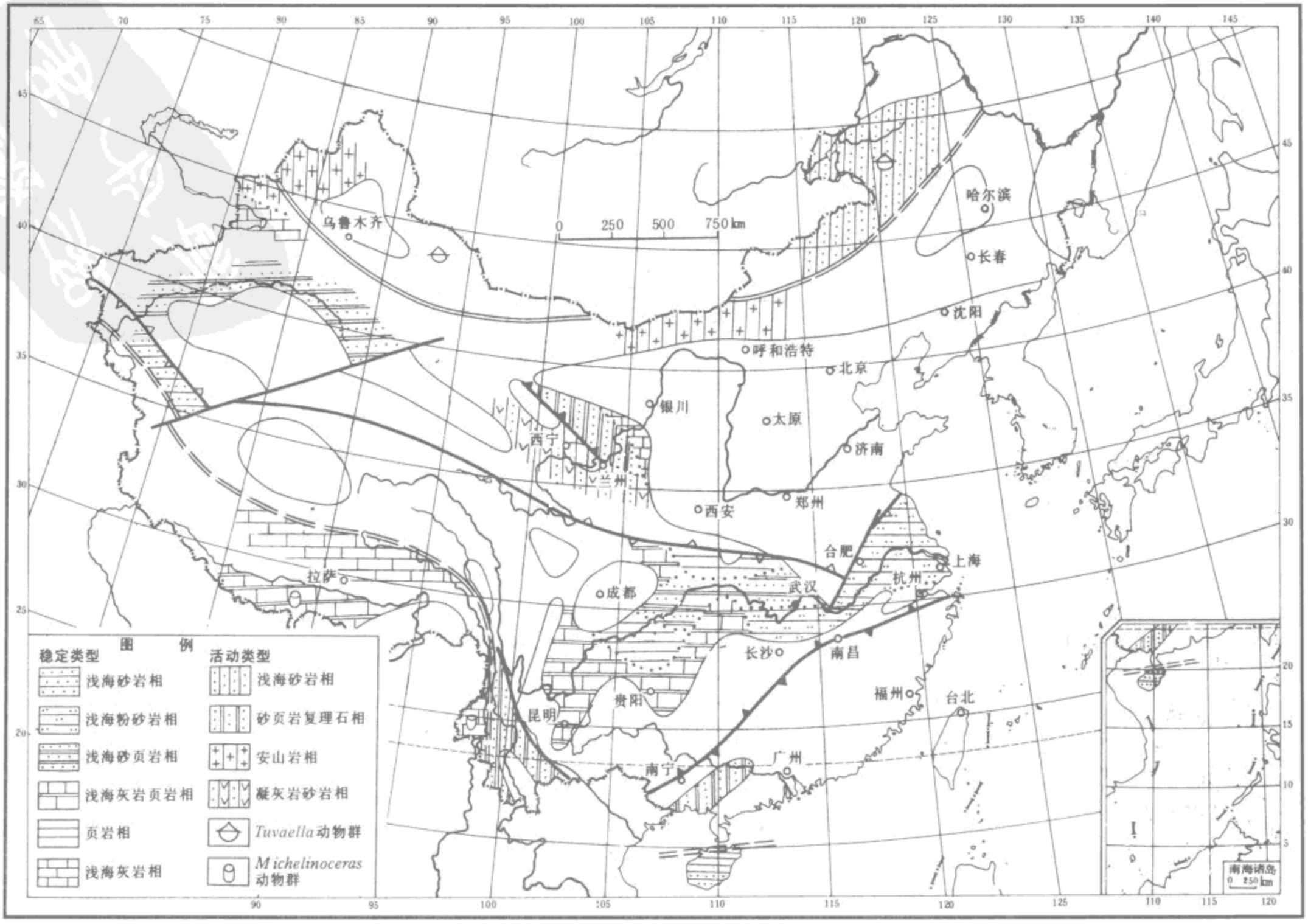


图12-8　中国中志留世古地理图（据刘本培等，1996）

第三节 早古生代的古构造

一、全球构造背景

早古生代期间，地球上存在冈瓦纳(包括南美洲、非洲、印度、澳大利亚、南极洲)、北美、俄罗斯、西伯利亚、哈萨克斯坦、华北和华南等古大陆板块。冈瓦纳大陆为规模较大的板块，北美、俄罗斯、西伯利亚及哈萨克斯坦板块关系相近，但各自独立发展，彼此间有古大洋相隔。俄罗斯与北美板块之间是古大西洋，俄罗斯与哈萨克斯坦—西伯利亚板块之间为古乌拉尔洋，西伯利亚与华北板块之间是古亚洲洋等。中国主要的一些板块、微板块正是处于上述两大板块群之间，一般称之为泛华夏陆块群，它们散布于原特提斯洋之中。

二、中国及相邻地区古板块格局

早古生代泛华夏陆块群由华北、扬子、华夏、塔里木等几个分离的板块和微板块(如柴达木、羌塘、秦岭等)组成。准葛尔属哈萨克斯坦板块的一部分。青藏高原的保山、冈底斯、拉萨等微板块为冈瓦纳板块的一部分。华北板块、秦岭微板块与扬子板块之间为古秦岭洋，扬子与华夏板块之间为古华南洋，华北、塔里木板块以南，扬子板块西南的大洋是原特提斯洋主要分支。华北板块以北的新疆北部与内蒙大部及东北地区为古亚洲洋。

华北板块与扬子板块之间的秦岭地区早古生代处于复杂的构造格局下，大致沿北秦岭的信阳—丹凤—武山一线发育北秦岭古洋盆和活动大陆边缘，其标志为陕西商南—丹凤一带的蛇绿岩套及丹凤群的岛弧火山岩、二郎坪群的弧后火山岩等。南秦岭沿随县—安康—略阳一线为南秦岭裂谷盆地或初始洋盆，其标志为该带发育的早古生代的碱性火山岩、中基性火山岩(如随县的古城畈群、兰家畈群，陕南的洞河群、白水江群等)。上述两线之间为秦岭微板块，微板块内部下古生界以稳定的滨浅海沉积为主。志留纪时期，由于秦岭微板块与华北板块的碰撞使北秦岭洋闭合，并形成北秦岭加里东造山带，南秦岭洋虽有所萎缩但终未闭合。

华北板块西南缘与柴达木微板块之间为古祁连洋，元古宙后期，祁连山南北坡都张裂下陷成海槽。早古生代海槽中发育深海含放射虫硅质岩、中基性火山岩及砂泥质复理石。志留纪后期，由于柴达木板块与华北板块的碰撞、挤压，南、北祁连海槽相继闭合形成造山带，从而使柴达木板块和华北板块拼合成一个大陆。

扬子板块与华夏板块之间的古南华洋位于绍兴—江山—萍乡—南宁一线以南地区，为元古宙俯冲、消减残留的残余盆地，在早古生代早期又有所分离形成华南裂谷或有限洋盆，寒武纪—奥陶纪盆地内部以深水硅质岩、碳泥质岩、砂泥质浊积岩为主，奥陶纪后期该盆地逐渐闭合，并在该线以西形成志留纪的复理石沉积，志留纪后期复理石盆地也最终闭合形成南华造山带，仅广西钦州—防城一带形成一残余海槽。

扬子板块以西，由于早古生代地层出露较少，研究也较差。昌都—思茅、义敦、松潘—甘孜等地可能仍未与扬子板块分离，保山微板块为亲冈瓦纳板块的一部分。冈底斯—喜马拉雅地区早古生代以稳定的浅海沉积为主，也属冈瓦纳板块的一部分。原特提斯洋大致位于羌塘微板块和冈瓦纳板块之间，大致在班公湖—澜沧江一线。

古亚洲洋以艾比湖—居延海—西拉木伦河地缝合线为代表，内蒙古中部的温都尔庙群蛇绿岩套代表典型的洋壳。南侧为华北板块和塔里木板块北部大陆边缘，北侧为西伯利亚板块南部边缘，准噶尔是其间哈萨克斯坦板块的一部分。奥陶纪古亚洲洋主体转换到额尔济斯河—居延海—西拉木伦河一带，此时洋壳板块向南北两侧的陆壳板块下俯冲，在新疆北部、内蒙古及东北地区构成西伯利亚板块南部复杂大陆边缘。志留纪天山—西拉木伦洋仍然为大洋环境，其向华北板块俯冲形成活动大陆边缘。东准噶尔、内蒙古东北部，大兴安岭中段和小兴安岭北部等地均发现西伯利亚生物大区的 *Tuvaella* 动物群，说明志留纪这些地区仍属西伯利亚板块南缘。

综上所述，早古生代时期华夏陆块群各板块和微板块主要分布在赤道—南半球中低纬度地区，各块体之间的排列、方向不同，并为规模不同的洋盆或裂谷盆地所分隔。早古生代后期，受加里东运动的影响，柴达木微板块、秦岭微板块与华北板块拼合使之范围扩大，华夏板块和扬子板块对接碰撞形成更大规模的华南板块。塔里木板块一直处于南、北纬低纬度地区附近。

第四节　早古生代的矿产资源

早古生代的沉积、层控矿产比较丰富，主要有磷、石煤、铁矿、铅锌矿、多金属稀有元素、膏盐和汞等，赋矿层位主要集中于寒武系和奥陶系，而志留系矿产相对贫乏。

中国南方早古生代发育了一系列黑色岩系，如早寒武世、晚奥陶世五峰期及早志留世龙马溪期。早寒武世早期的黑色岩系由黑色页岩、炭质页岩、炭硅质页岩、结核状磷块岩、粉砂质页岩等组成，厚度变化大，20～950m，但层位稳定，分布在浙江、安徽、江西、湖南、广西、湖北、贵州、四川、陕南等地。在这套黑色炭系内蕴藏着丰富的石煤、钒、磷、钡及多金属等矿产资源；五峰期和龙马溪期主要是一套黑色的笔石页岩相，其为华南地区重要的生油层。

华南寒武系底部普遍含磷，以滇东、川中、黔西的浅海区成矿条件好，形成磷块岩大型矿床；在扬子板块各边缘寒武系底部黑色页岩中富集石煤及多金属元素，其中重晶石已达到超大型矿床规模；河北邯郸式铁矿产于马家沟组富铁的碳酸盐岩地层中；山西等地马家沟组中富含石膏；华南、华北地区广泛分布的奥陶系碳酸盐岩可作为水泥、石灰、熔剂和建筑业的原材料等。

此外，山东及湖南等地晚寒武世含三叶虫灰岩可加工成精美的化石工艺品——燕子石雕。宝塔组含头足类的瘤状灰岩可用作工艺石材；长江三峡一带中、晚寒武世地层经后期岩溶作用形成风景独特的旅游资源。

第十三章 晚古生代的古生物、古地理和古构造

晚古生代时限为距今410～250Ma，延续时间为160Ma。包括泥盆纪(Devonian)(410～354Ma)、石炭纪(Carboniferous)(354～295Ma)和二叠纪(Permian)(295～250Ma)。目前国际上泥盆纪内部通用三分为早、中、晚泥盆世，石炭纪二分为早、晚石炭世。二叠纪三分为早、中、晚二叠世。

晚古生代为加里东运动之后地史发展的一个新阶段，全球的有机界和无机界较早古生代均有很大发展。在有机界，海生无脊椎动物发生了重要变革，陆生植物也开始大量繁盛，脊椎动物如鱼类、两栖类及原始爬行类逐渐征服大陆，呈现出一派生机盎然的局面。在无机界，早古生代后期大陆板块运动导致北美和俄罗斯板块碰撞，形成劳俄大陆。在中国，华夏板块与扬子板块的碰撞形成了基本统一的华南板块。柴达木、秦岭微板块与华北板块的碰撞拼合使华北板块扩大了规模，由此造成了全球构造古地理的重大改观。晚古生代，更大规模的板块运动导致劳俄板块与西伯利亚板块、华北板块和西伯利亚板块与哈萨克斯坦板块、非洲板块与劳俄板块等的缝合，诸多古大洋消失，到晚古生代末期，全球范围的联合古大陆(Pangea)基本形成。晚古生代的沉积类型更加丰富多采，沉积矿产类型繁多，尤其是海生无脊椎动物的繁盛及高等植物繁盛导致森林的形成，为油气和煤等能源矿产的形成创造了条件。

第一节 晚古生代的古生物

晚古生代生物界发生了重大变化，其主要表现在：①脊椎动物相继发生重要进化并逐渐征服大陆。②陆生植物逐渐繁盛，改变了陆地的古地理景观。③海生无脊椎动物丰富多姿，生物类别发生了重大改观(图13-1)。

一、脊椎动物的发展与演化

晚古生代脊椎动物的演化中，鱼类的发展令人瞩目。

泥盆纪鱼类全类繁盛，故称为“鱼类时代”。尤其是淡水鱼大量出现，它们生活于内陆河流、湖泊或河口地区，体现了动物界征服大陆的进化过程。早泥盆世鱼类以无颌类为主，属低等鱼形动物，中、晚泥盆世以盾皮鱼类为主，明显的进化使其上、下颌分化，如沟鳞鱼。

晚泥盆世，生物征服大陆又迈出了巨大的一步，即鱼类向两栖类的演化。晚泥盆世鱼类种类繁多，其中一类称总鳍鱼类，具有强大的肉鳍，在水中用鳃呼吸，当水体干涸时，用肉鳍在泥砂上爬行。一般认为，总鳍鱼可能是两栖类的祖先。格陵兰东部上泥盆统顶部发现的个体长约1m的鱼石螈，为原始两栖类的代表。

两栖类在石炭纪时得到蓬勃发展，并占据统治地位，多生活于河湖、沼泽近水地带，可以始螈为代表。

石炭纪晚期，原始爬行类的出现是脊椎动物演化史上又一次重大事件。它代表动物界进一步摆脱了对水体的依赖，可以占领陆上广阔的生态领域。原始爬行类以产于北美的林蜥为代表。

二叠纪，爬行类有了进一步的发展，类型更加多样，其重要性也显著增加。著名的代表有发现于北美的异龙类和遍布世界各大洲的二齿兽类，另外还有适应水中生活的中龙等。这些生物因演化迅速、分布广泛，常成为陆相地层中的重要化石及大陆漂移的重要证据。

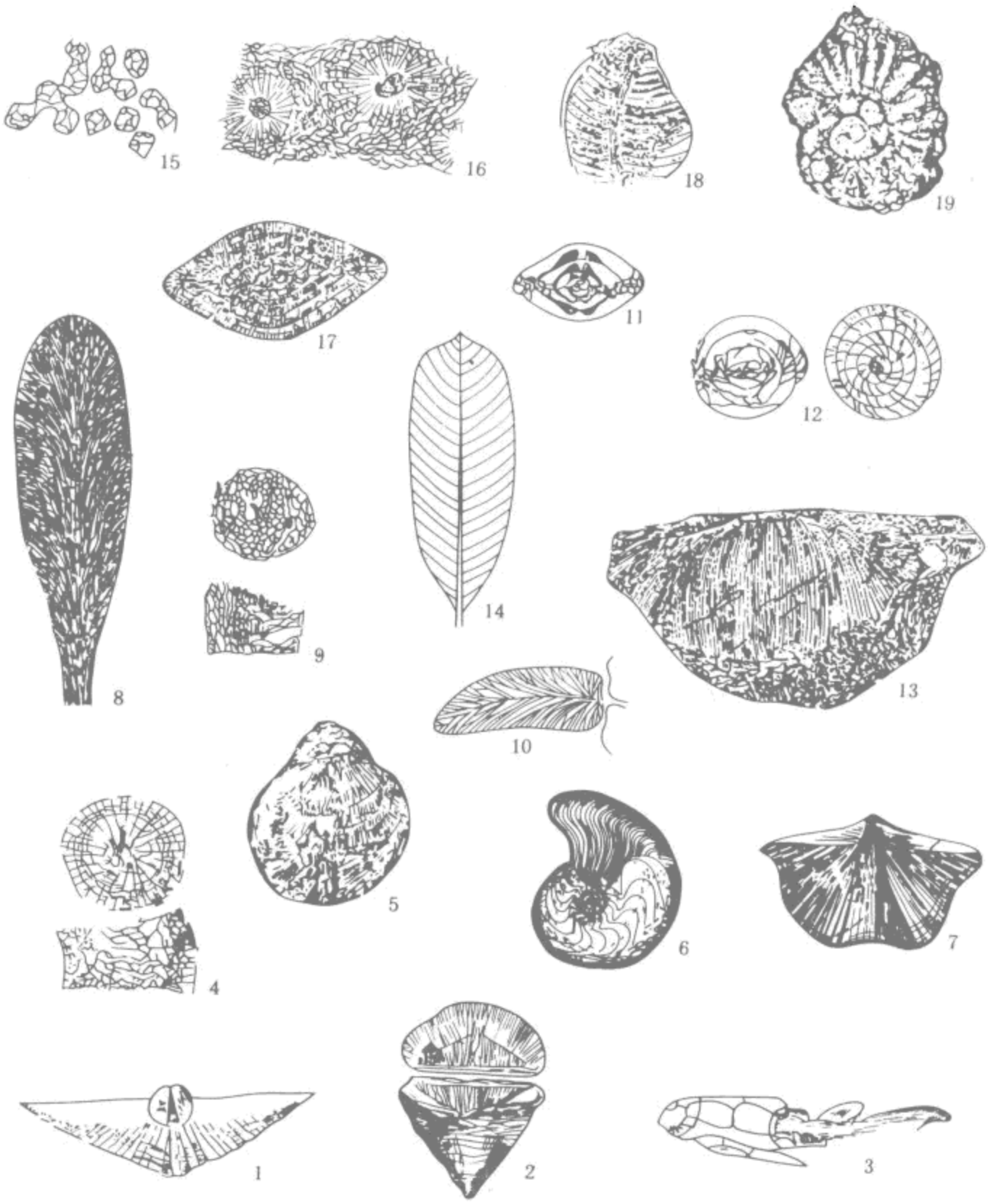


图 13-1　晚古生代化石图

（转引自全秋琦、王治平，1993）

1. *Euryspirifer*（阔石燕，D_1）；2. *Calceola sandalina*（草履拖鞋珊瑚，D_{1-2}）；3. *Bothrolepis*（沟鳞鱼，D_{2-3}）；4. *Disphyllum*（分珊瑚，D）；5. *Stringocephalus*（鸮头贝，D_2）；6. *Manticoceras*（尖棱菊石，D_3）；7. *Cyrtospirifer*（弓石燕，D_3）；8. *Glossopteris*（舌羊齿，C_1—T_1）；9. *Cystophrentis*（泡沫内沟珊瑚，C_1）；10. *Neuropteris giganta*（大脉羊齿，C_2）；11. *Fusulinella*（小纺缍簇，C_2）；12. *Pseudoschwagerina*（假希瓦格簇，C_2）；13. *Gigantoproductus*（大长身贝，C_1）；14. *Gigantopteris*（大羽羊齿，P_3）；15. *Hayasakaia*（早坂珊瑚，P_2）；16. *Wentzellophyllum*（似文采尔珊瑚，P_2）；17. *Neoschwagerina*（新希瓦格簇，P_2）；18. *Leptodus*（蕉叶贝，P_4）；19. *Pseudotirolites*（假提罗菊石，P_3）

二、陆生植物的繁盛及其地理分异

晚古生代生物征服大陆，不仅表现在动物界，而且也表现在植物界。

以裸蕨为代表的陆生植物在志留纪晚期已开始出现，至早泥盆世有进一步的发展，主要代表有工蕨。但这类植物尚无真正的根和叶的分化，只能适应于近水沼泽地区生活。早泥盆世晚期至中泥盆世，开始出现根、茎、叶分化明显的原始松类。晚泥盆世裸蕨类绝灭，乔木状植物占优势，并出现小规模森林，原始裸子植物开始出现，表明适应陆地环境的能力增强，标志着植物界演化史上的一次重大飞跃。

石炭纪陆生植物进一步繁荣，地球上首次出现大规模森林，主要代表有石松、节蕨、真蕨、种子蕨和科达类等。晚石炭世，陆生植物的属种数量及所占空间领域均有重要发展，成为全球第一个重要成煤期。而且受古地理和古气候分异的影响，开始呈现明显的植物地理分区(图 13－2)。近赤道的低纬度区为热带植物区，主要包括中国大部、日本、印尼的苏门答腊、中亚、欧洲及北美东部，其特征是高大的石松、节蕨和科达类大量繁盛，树高林密，枝叶繁茂，形成热带森林景观。其中鳞木可高达 30～40m，直径达 2m，但树干不显年轮。北亚、我国新疆准噶尔盆地及东北北部，称安加拉植物区，以草本真蕨和种子蕨为主，木本植物具明显年轮，代表北温带气候，其代表有匙叶等。冈瓦纳大陆发育着以舌羊齿为代表的舌羊齿植物群，我国藏南地区已有发现，其特征是植物种类单调，反映了南半球中高纬度区较寒冷的气候。

图 13－2 石炭纪—二叠纪世界古植物分区图
(据 Chaloner, Meyen, 1973; Plumstead, 1973)

二叠纪陆生植物的演化可分为明显的两个阶段。早、中二叠世与石炭纪植物面貌相似，但热带植物区分化为两个植物区，即华夏植物区和欧美植物区。前者主要包括东亚、东南亚，又可分为北方亚区和南方亚区，以大羽羊齿和单网羊齿大量发育为特征；后者主要指欧洲和北美东部，完全不见大羽羊齿植物群的踪迹。这种植物区的分异反映了二叠纪古地理和古气候的复杂化。二叠纪晚期，裸子植物占了主导地位，松、柏和苏铁类十分繁盛，渐近中生代植物群面貌，显示出植物又出现一次重大变革，预示着中生代的来临。

三、海生无脊椎动物的变革

从早古生代至晚古生代，海生无脊椎动物发生了重要变化，早古生代繁盛的笔石几乎完全绝灭，三叶虫大量减少，而珊瑚、腕足类和䗴类则占据重要位置。晚古生代末，发生了重要的生物绝灭事件。

四射珊瑚在晚古生代得到大发展，种类繁多，构造复杂，并于中泥盆世—晚泥盆世早期、早石炭世和早二叠世先后出现三次发展的高潮期。泥盆纪以双带型和泡沫型珊瑚为主，其代表有分珊瑚(*Disphyllum*)、费氏星珊瑚(*Phillipsastraea*)、拖鞋珊瑚(*Calceola*)等。至石炭纪—二叠纪，四射珊瑚除双带型以外，三带型珊瑚大量出现，常见的有贵州珊瑚(*Kueichouphyllum*)、棚珊瑚(*Dibunophyllum*)、似文采尔珊瑚(*Wentzellophyllum*)等，泡沫型珊瑚已经绝灭。床板珊瑚在晚古生代仍具重要地位，并为重要的造礁生

物，常见代表为笛管珊瑚(*Syringopora*)、早坂珊瑚(*Hayasakaia*)等。

晚古生代繁盛的另一类腔肠动物层孔虫，营底栖固着生活，常与珊瑚、苔藓虫等一起形成生物礁。

腕足类在整个晚古生代均很繁盛。泥盆纪以大量石燕类出现为特征，如阔石燕(*Euryspirifer*)、弓石燕(*Cyrtospirifer*)等。此外，穿孔贝类(如鹑头贝 *Stringocephalus*)及小嘴贝类(如云南贝 *Yunnanella* 等)也很发育。石炭纪—二叠纪长身贝类兴起，重要的化石如大长身贝(*Gigantoproductus*)、网格长身贝(*Dictyoclostus*)等。晚二叠世腕足类出现特化的类型(如蕉叶贝 *Leptodus*)，可能预示着二叠纪后期腕足类大量衰减的征兆。

石炭纪—二叠纪是有孔虫的繁盛期，尤其筵类的繁盛和快速演化使其成为重要的分带化石。晚石炭世早期筵类旋壁为三层式或四层式，重要的代表如纺缍筵(*Fussulina*)，晚石炭世晚期筵类个体增大，旋壁出现蜂巢层，主要代表如麦粒筵(*Triticites*)、假希瓦格筵(*Pseudoschwagerina*)。二叠纪为筵类的全盛期，其特点是个体大、拟旋脊和列孔发育，有的出现副隔壁，重要的化石代表如米氏筵(*Misellina*)、新希瓦格筵(*Neoschwagerina*)。晚二叠世筵类出现衰减和形态特化(如喇叭筵 *Codonofusiella*)，二叠纪末筵类全然绝迹。

除上述类别外，头足类、竹节石类、牙形类在晚古生代地层划分和对比中也具重要意义。

受板块运动和古纬度的影响，晚古生代的海生无脊椎动物具有明显的分区现象。在赤道附近的古特提斯区，包括我国大部地区及北美东部、西欧、哈萨克斯坦等地，暖水生物群发育，常见珊瑚类、腕足类、层孔虫及苔藓虫、海绵类形成生物礁，代表低纬度热带、亚热带气候，与欧美—华夏植物区一致。在我国新疆北部、东北北部和北亚地区，不见古特提斯区的造礁生物，泥盆纪发育小型单体珊瑚、二叠纪见小石燕(*Spiriferella*)、单通道筵(*Monodiexodina*)和乌拉尔菊石等，代表北方大区温凉气候条件的生物群。我国滇西、藏南和印度、澳大利亚、非洲、南美等地，晚古生代造礁生物缺乏，小型单体珊瑚(如厚壁珊瑚 *Lytvolasma*)、厚壳双壳类(如宽铰蛤 *Eurydesma*)发育，代表南方生物大区的冷水型生物群。

第二节　晚古生代的古地理

晚古生代时期，中国古大陆的古地理格局较早古生代有重大改观。加里东后期，柴达木板块、秦岭微板块和华北板块对接碰撞使华北板块扩大了规模。在区域性挤压的构造体制下，华北板块内部自中奥陶世开始的隆升一直持续到早石炭世，晚石炭世才开始接受沉积。在华南地区，晚加里东期扬子板块和华夏板块的碰撞形成了南华造山带。泥盆纪之后持续而有节奏的海侵使华南海域逐渐扩大，至二叠纪覆盖了华南绝大部分地区。同时华南板块内部的伸展裂陷形成了晚古生代的裂陷槽和小洋盆。扬子板块周缘的金沙江、南秦岭洋也陆续形成，使华南及临区的古地理格局更加复杂。除华北、华南之外的其他板块和微板块仍处于独立的发展状态。

一、泥盆纪的古地理特征

泥盆纪处于加里东向海西—印支期转折的重要时期，与早古生代后期的挤压体制不同，泥盆纪中国大部分地区(尤其是华南及临区)处于伸展的构造体制下。华南陆内裂陷槽、金沙江和南秦岭裂谷盆地相继形成，导致了华南板块及临区复杂的古地理格局。分隔华北、塔里木和西伯利亚板块的古亚洲洋仍为一广阔的多岛洋。冈瓦纳板块与昌都-思茅地块及羌塘地块之间，泥盆纪很可能已形成了古特提斯多岛洋。早古生代以库地蛇绿岩套为代表的古昆仑洋已经闭合，塔里木与冈瓦纳板块之间的新昆仑洋可能南移到喀喇昆仑一带，实际上是古特提斯的组成部分。

1. 华南板块及其大陆边缘泥盆纪古地理特征

(1)华南板块泥盆纪的地层序列和古地理

加里东运动之后，东南加里东造山带隆升，扬子主体上升为陆。因此在泥盆纪初期，除桂东南钦-防地区存在残余海槽和滇东一带见到陆相泥盆系与志留系连续过渡外，华南其他地区均为遭受剥蚀的古陆或

山地。从早泥盆世开始，华南地区自西南滇黔桂逐渐向北东方向发生海侵。泥盆纪华南总体处于一个张裂的构造背景下，自早泥盆世晚期开始，海盆中出现浅水碳酸盐台地（象州型）和条带状较深水硅、泥和泥灰质台槽（南丹型）的岩相及生物相分异。这种较深水台槽是受同沉积断裂控制的。位于中扬子地区的川东、鄂西、湘西北一带，海侵始于中泥盆世，因此仅见中、上泥盆统的海陆交互及滨浅海相沉积。下扬子地区仅见上泥盆统，总体以陆相沉积为主，但也发现海泛层。因此，华南板块内部可以分为南华海、中扬子和下扬子 3 个沉积区。

华南南部的南华海区是我国泥盆纪地层分布广泛、类型复杂、研究程度高的地区，可以分为象州型和南丹型。桂中地区泥盆系一直作为我国象州型泥盆系的对比标准，该区泥盆系剖面划分如下：下泥盆统自下而上为莲花山组、那高岭组、郁江组和四排组；中泥盆统为应堂组、东岗岭组；上泥盆统为谷闭组、融县组。该剖面代表南华海区正常滨岸—浅海沉积，即“象州型”沉积（图 13－3）。

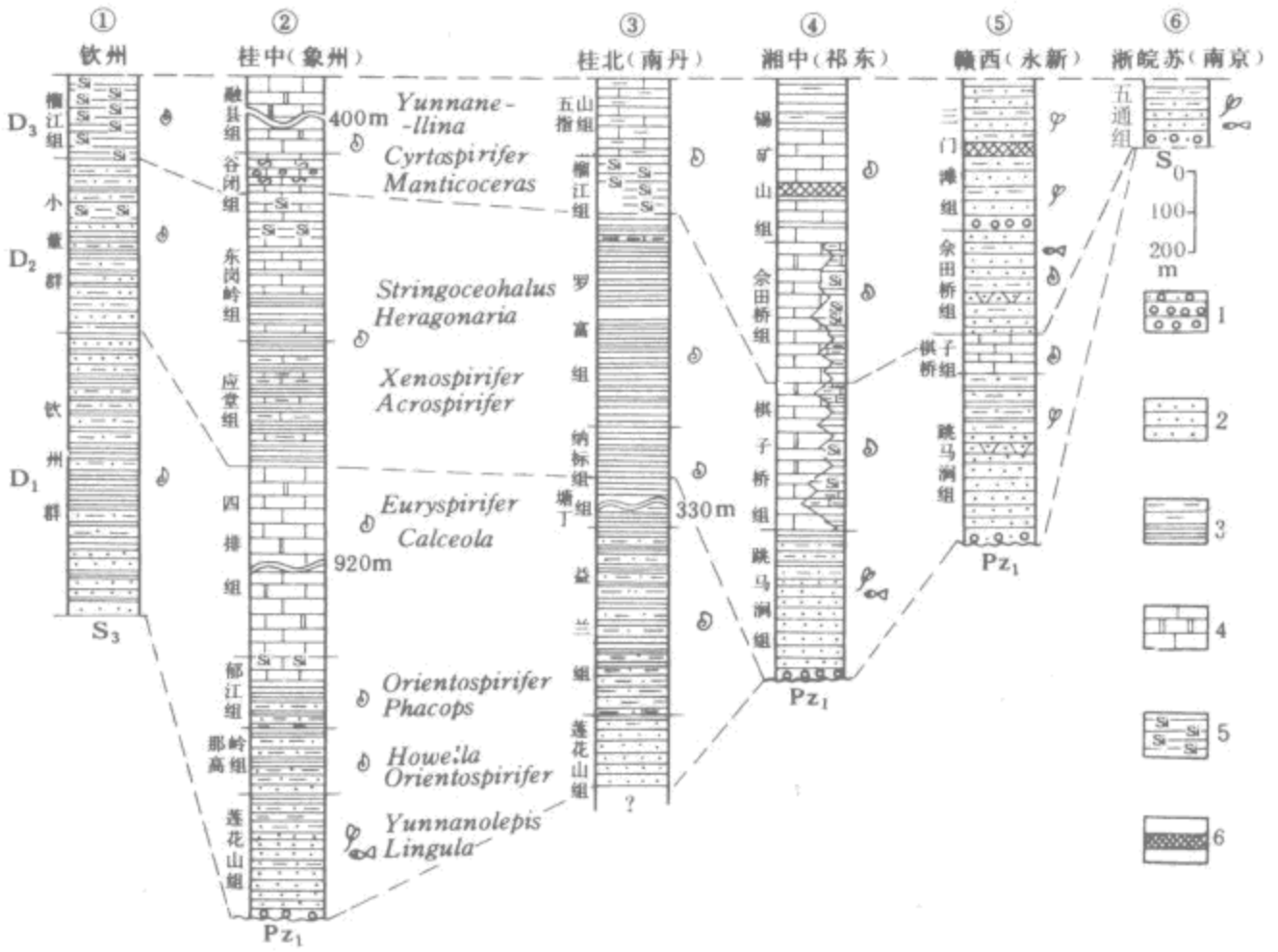


图 13－3　华南地区泥盆系柱状对比图

（转引自刘本培、仝秋琦，1996）

1. 砾岩、砂砾岩；2. 砂岩；3. 粉砂岩、泥（页）岩；4. 灰岩、白云岩；5. 硅质岩；6. 赤铁矿

莲花山组与下覆中寒武统呈角度不整合接触，代表了早古生代后期的加里东运动。莲花山组以紫红色碎屑岩沉积为特色，向上粒度变细，局部夹灰岩。碎屑岩中见槽状交错层理，生物化石以鱼类、双壳类和介形类为主，并见腕足类碎片等。反映干热气候条件下的河湖及滨岸沉积。那高岭组以细碎屑岩夹灰岩为主，内有腕足、珊瑚等正常盐度的海相化石。郁江组总体为碳酸盐岩，碎屑岩向上变少、粒度变细。四排组为厚层台地碳酸盐沉积。自莲花山组至四排组总体代表一次明显的海平面升降旋回。

中泥盆统应堂组泥质沉积又趋增多，以滨浅海页岩、泥灰岩、泥质灰岩为主，东岗岭组下部由浅海相薄层泥灰岩、页岩向上变为台地相厚—巨厚层的生物屑灰岩，代表又一次明显的海平面升降旋回。东岗岭组上部由下向上为薄层灰岩到灰岩夹硅质岩，代表一次新的海侵沉积。

上泥盆统谷闭组以厚层含生物灰岩为主，内富含腕足、珊瑚及牙形类化石，为碳酸盐台地沉积。因此东岗岭组上部到谷闭组代表第四次明显的海平面升降旋回。融县组总体为一明显海退过程，但下部含生

物灰岩为主，底部具角砾灰岩，中部泥晶到粉晶灰岩，上部以白云质灰岩、白云岩为主，代表泥盆纪最后一次明显的海平面升降旋回。

桂中地区的"象州型"地层以台地碳酸盐岩为主。其沉积厚度巨大，常达数千米之巨。生物丰度高，分异性强，生物量巨大，尤其以腕足、珊瑚、层孔虫、苔藓虫大量繁盛为特色，并有双壳、腹足、头足、三叶虫、棘皮类、厚壳竹节石、介形虫、藻类等多门类化石。以层孔虫、复体四射珊瑚和层孔虫为主筑积而成的生物礁广泛分布。反映了"象州型"沉积形成于清洁浅水、动荡富氧的条件下。

在滇黔桂地区与"象州型"相对应的"南丹型"深水沉积呈北北东或北西向的条带状分布，其明显受同沉积断裂控制。"南丹型"沉积可以桂西北罗富剖面为代表。其下统莲花山组和益兰组以碎屑岩为主，内有腕足、珊瑚等浅水底栖生物，说明此时沉积分异还不明显。下统上部塘丁组为暗色泥岩，内仅有竹节石等浮游生物，说明同沉积断裂开始活动，沉积分异形成。中、上泥盆统均以黑色泥岩、泥灰岩和硅质岩为特色，内有菊石、竹节石及无眼的三叶虫化石。因此，所谓"南丹型"是一套暗色的含浮游、游泳生物的薄层泥岩、泥灰岩、泥晶灰岩和硅质岩，代表较深水滞流缺氧的微型裂陷槽（台内断槽）沉积。

南华海区深水沉积还见于钦州、防城以及滇东南、黔南、桂中—桂西南地区。钦-防地区的泥盆系自下而上分为钦州群（D_1）、小董群（D_2）和榴江组（D_3）。由于后期遭受强烈构造变形影响，迄今尚未能建立完整的地层顺序。钦州群主体为暗色薄层泥质岩，内有笔石和竹节石等浮游生物化石，与下伏志留系整合接触。小董群以暗色泥岩、泥质粉砂岩、含砾泥岩、砂岩及局部含锰泥岩组成，内有竹节石、介形类、三叶虫等生物化石。榴江组以暗色泥岩、硅质岩和灰岩为主，富含竹节石、介形虫、菊石等浮游生物化石。钦-防地区泥盆系总体反映了深水、滞流缺氧的海槽环境，属加里东期后的残余海槽。

南华海区泥盆纪的古地理演化总体以海侵超覆为特征。早泥盆世早期地层分布不广，仅见于滇东和钦-防海槽，与上志留统连续沉积。早泥盆世中晚期，海侵进一步扩展，尤其向北东方向最为明显，早泥盆世后期海侵可达湘南一带。湘南地区下泥盆统已出现陆相和滨岸的沉积。中、晚泥盆世海侵范围更趋广泛。中泥盆世由桂中向北东方向的海侵可达湘中及湘赣交界一带。湘中地区中泥盆统下部跳马涧组以河湖到滨岸碎屑岩沉积为主，内有植物和鱼类化石碎片，中统上部棋子桥组和上统佘田桥组以滨浅海碳酸盐岩为主，内有大量腕足、珊瑚、层孔虫、棘皮类、软体类化石。上统上部锡矿山组下部为灰岩、泥灰岩及泥质岩，含著名的"宁乡式"鲕状赤铁矿，锡矿山组上部以砂岩、粉砂岩为主，反映泥盆纪末期因海退形成的进积特征。与黔桂相似，湘中地区也同样存在着台间海槽沉积，但规模较前者小，主要形成于棋子桥和佘田桥期。湘赣交境附近中、上泥盆统以碎屑岩沉积为主，内夹灰岩、泥质灰岩及泥灰岩。生物既有海相生物如腕足、棘皮类、珊瑚等，也有陆生的植物和鱼类，反映海陆交互相的特征。上泥盆统上部的鲕状赤铁矿是华南泥盆纪重要的铁矿层。在南华海盆地东缘闽中一带，上泥盆统南靖群为厚达 2000m 的砾岩、角砾岩、砂岩等粗碎屑沉积，代表陆相活动类型沉积，可能和东南山地的抬升有关，为山前断陷盆地的磨拉石沉积。

除南华海之外，中扬子区的川东、鄂西及湘西北地区于中、晚泥盆世也遭海侵，发育中泥盆统上部到上泥盆统，其中中统云台观组为河流到滨海相的纯石英砂岩。上统下部黄家磴组为细砂岩、粉砂岩夹泥岩和泥灰岩，内有腕足 *Cyrtospirifer*（弓石燕）及植物化石碎片。上统上部写经寺组下部以碳酸盐岩为主，夹鲕状赤铁矿、鲕绿泥石和菱铁矿，含腕足 *Yunnanella*（云南贝）、*Yunnanellina*（小云南贝）等，写经寺组上部砂页岩以植物化石为主。总之川鄂浅海区中、晚泥盆世以海陆交互相沉积为主，晚泥盆世可能和南华海、秦岭海槽均有连通。

下扬子地区仅见上泥盆统五通组，岩性由灰白、浅灰色的石英砂岩、砂砾岩及浅灰到黄灰色的粉砂岩泥岩组成，内有植物化石 *Lepidophloeum rhombicum*（斜方薄皮木）和鱼类 *Sinolepis*（中华棘鱼）、*Asterolepis*（星鳞鱼）等，代表潮湿气候条件下的近海河湖盆地沉积。在皖南、浙西等地发现五通组具滨岸沉积的交错层理，并见有小腕足化石，说明可能晚期有海泛层的存在。中、晚泥盆世川鄂浅海进一步与南华海连通。下扬子区以近海河湖相沉积为主，中夹海相层，表明可能与北侧的海槽连通。

综上所述，自早泥盆世开始由滇东、钦-防等处的海水向大陆逐渐侵进，尤其是向北东方向的海侵十分明显，形成明显的地层超覆。由于受古地形和构造升降的影响，海侵呈台阶状特征。早泥盆世（布拉格期－埃姆斯早期）的海侵范围大致达桂北、湘南一线，为第一台阶；中泥盆世吉维特期的海侵遍及湘中到赣

西地区为第二台阶；晚泥盆世弗拉斯期海侵到达湘北，可能淹没江南古陆与中扬子区连通为第三台阶；这种海侵规程与前述的地层层序和海平面变化规律是一致的。

(2)华南板块大陆边缘泥盆纪古地理特征

华南板块西部大陆边缘泥盆纪时期已存在古特提斯多岛洋，其主支位于北澜沧江至昌宁—孟连一线。在保山地块和思茅地块之间的昌宁—孟连一带已经发现早泥盆世含笔石的暗色泥质页岩和放射虫硅质岩，中、晚泥盆世则出现连续的放射虫硅质岩序列。硅质岩中出现明显的 Ce(铈)负异常，代表了大洋环境。在该带北部永德铜厂街发现了蛇绿岩并测得 385Ma 的年龄值，可以说明该带在早泥盆世进入初始洋盆阶段，晚泥盆世已进入成熟洋盆阶段(大西洋阶段)。往东在思茅地块和华南板块间的哀牢山—红河一线，也出现早泥盆世的砂泥质浊积岩(墨江)和中泥盆世的硅质岩、基性火山岩(金平)，代表华南板块西侧的被动大陆边缘斜坡和深水海盆沉积，证明存在古特提斯多岛洋的一个东侧分支。金沙江以西的昌都地块上仅见中、上泥盆统碳酸盐岩夹少量碎屑岩，上泥盆统具华南特有的 *Yunnanella* 动物群，反映金沙江泥盆纪时并不是导致生物隔离的广阔海洋。该动物群在昌宁—孟连—北澜江线以西不复存在，反映以该线代表的古特提斯洋主支对生物阻隔起着重要作用。

华南板块北部大陆边缘为南秦岭地区，早古生代末期以商丹蛇绿岩为代表的北秦岭洋已经闭合，并沿北秦岭形成一近东西向的加里东造山带。造山带南侧发育半深海—深浅海的碎屑岩、泥质岩和碳酸盐岩，为前陆盆地背景的复理石和类复理石沉积。南秦岭泥盆纪沿勉略—巴山弧一带开裂形成一个新的小洋盆。略阳到康县一带发育双峰火山岩和碱性玄武岩等火山碎屑沉积组合。勉略—巴山弧小洋盆以北的秦岭微板块则以浅水陆棚碎屑岩和台地碳酸盐沉积为特色。小洋盆以南的扬子板块北缘，如四川龙门山、陕南下高川等地区泥盆系以陆棚碎屑岩和碳酸盐沉积为主。

至于华南板块东部、南部大陆边缘的情况研究较少，目前尚无发现泥盆纪大陆边缘沉积类型的报导。

2. 华北板块及其大陆边缘泥盆纪古地理特征

(1)华北板块泥盆纪的地层序列和古地理

华北板块内部至今尚未发现泥盆系的记录，因此推论泥盆纪时仍处于剥蚀古陆状态。泥盆纪柴达木地块和华北板块已经碰撞相连，在祁连加里东造山带的山前和山间盆地中发育粗碎屑的磨拉石沉积。祁连山北侧甘肃走廊地区，下、中泥盆统雪山群为紫红色砂砾岩，产植物 *Drepanophycus*(镰蕨)及鱼类 *Bothriolepis* 等化石。上泥盆统沙流水群为紫红色砂砾岩、粉砂岩和泥质粉砂岩，含 *Leptophloeum rhombicum* 等植物化石。沙流水群和雪山群呈角度不整合接触，反映祁连造山带的挤压、隆升过程仍在继续进行。柴达木北缘晚泥盆世早期耗牛山组为含 *Leptophloeum rhombicum* 的紫红色砂砾岩、砂岩和中酸性火山岩及火山碎屑岩，晚期阿木尼克组为紫红色砾岩和砂砾岩，代表祁连造山带南部的活动山前盆地沉积。

(2)华北板块大陆边缘古地理特征

华北板块西南缘布尔汉布达一带仅见上泥盆统，其下部为紫红色、灰绿色安山岩和流纹岩及玄武岩夹砂岩和火山角砾岩，上部为紫红色粉砂岩、砂岩及底砾岩。更南到纳赤台为碎屑、火山岩及碳酸盐沉积，代表华北—柴达木板块南缘的活动型沉积。在华北南缘北秦岭蟒岭一带，零星分布中、上泥盆统变石英砂砾岩和片岩，为秦岭加里东造山带山间盆地沉积。

华北板块北部大陆边缘泥盆系以碎屑岩、碳酸盐沉积为主，如内蒙珠斯楞海尔罕地区泥盆系主要为灰褐色到灰绿色砂岩、粉砂岩夹砾岩和生物灰岩，内有拖鞋珊瑚、六方珊瑚等海相化石，代表华北北缘的被动大陆边缘沉积。

3. 其他地区泥盆纪古地理概述

(1)塔里木板块及其大陆边缘

塔里木板块主体在泥盆纪呈古陆状态，根据古地磁资料，该板块当时处于北纬 15°左右位置，长轴呈南北向延伸。板块仅在四周边缘地区有海陆交互和浅海沉积(图 13-4)。以板块西北部的柯坪塔格为例，中泥盆统为砾岩和砂板岩，上泥盆统为紫红色砂岩、粉砂岩夹砾岩。内有植物和腕足化石，为海陆交互相沉积。与柯坪北邻的南天山地区，上泥盆统中已有发现华南型 *Cyrtospirifer-Yunnanella* 腕足动物群

的报导，启示了塔里木和华南地区间存在较密切的生物区系亲缘联系。

塔里木板块南北大陆边缘研究程度较低。板块北部至艾比湖—居延海对接带之间，存在复杂的洋盆和地块间列格局。南天山地区已发现晚泥盆世放射虫硅质岩、枕状熔岩和超基性岩，证明为塔里木板块和中天山地块之间的一个洋盆，向北俯冲于中天山地块之下，向南至塔里木板块间则存在一个被动大陆边缘。

(2)古亚洲洋

新疆北部、内蒙古和兴安岭地区泥盆纪仍为分隔华北、塔里木和西伯利亚板块之间的古亚洲多岛洋。在艾比湖—居延海—西拉木伦主支洋盆以北，属于西伯利亚板块南部复杂大陆边缘。

西段北疆准噶尔地区泥盆系以发育大量火山岩、火山碎屑岩为特征，也夹有碳酸盐岩和放射虫硅质岩。显示了一系列火山岛弧和小洋盆相互间列的复杂构造格局。地层中所产的海生动物群以腕足类 *Paraspirifer*、*Leptaenopyxis*，珊瑚 *Syringaxon* 和三叶虫最为常见，古生物区系上和北美、欧洲比较接近，与华南和塔里木差异明显。新疆最北部的阿尔泰地区，主要见中、下泥盆统中酸性火山熔岩、凝灰岩、变质碎屑岩及大理岩，代表西伯利亚大陆南侧的活动大陆边缘。

东段内蒙古和东北北部包括松辽—佳木斯地块及大小兴安岭等地区，同样存在复杂的构造古地理格局。松辽—佳木斯地块可能为一独立地块，南北都存在洋盆。哪一个代表泥盆纪时古亚洲洋主支，尚有不同认识。大兴安岭一带泥盆系以硬砂岩、硅质岩和中基性火山岩为主，含 *Nalivkinella profunda*(凹陷纳里夫金珊瑚)、*Platyclymenia*(阔隐头虫)等北方分子。内蒙古东乌珠穆沁旗泥盆系发育齐全，以长石砂岩、粉砂岩、泥岩为主，内有安山质凝灰岩及碳酸盐岩夹层，也含凹陷纳里夫金珊瑚等北方型分子，与西拉木伦带以南吉东密山地区出现 *Euryspirifer grabaui* 等华南型分子形成显著差别，反映西拉木伦一线为造成生物隔离的主支洋盆。

(3)冈瓦纳板块北部大陆边缘

位于冈马错—丁青以南的冈底斯—喜马拉雅地区，为冈瓦纳板块北部大陆边缘，泥盆系以稳定的陆棚浅海沉积为主。如珠峰北坡泥盆系石英砂岩、粉砂岩和泥岩沉积，下部夹灰岩；申扎一带则以碳酸盐岩为主，中部夹石英砂岩，内有腕足、珊瑚、牙形石化石，由此可见该区由南向北碎屑岩减少，碳酸盐岩增加，为滨岸—陆棚浅海相沉积。该区所含的 *Ovatia*(长圆贝)、*Cupularestrum*(桶嘴贝)动物群与华南及昌都的 *Yunnanella* 动物群形成显著差别，因此喜马拉雅—冈底斯地区为冈瓦纳北部大陆边缘的稳定型陆棚沉积。滇西昌宁—孟连带以西的保山、腾冲地区，下泥盆统以碎屑岩为主，中、上统以碳酸盐沉积为主。海生生物群以珊瑚为例，主要为世界性的生物分子，不含华南特有动物群，其非海相的异甲类(*Heterostraci*)和华南的多鳃类也有重大差异。同样代表冈瓦纳板块北部边缘的稳定沉积类型。

图 13-4 为中国晚泥盆世古地理图。

二、石炭纪的古地理

中国石炭纪古地理面貌是泥盆纪的继续和发展，华北—柴达木板块和华南板块的相互对峙，其间的秦岭小洋盆继续存在；华北板块西缘的古特提斯多岛洋进一步扩张发展；华北、塔里木和西伯利亚板块间的古亚洲洋内部发生了重要造山运动，导致古地理格局的变革。晚石炭世至早二叠世极地大冰盖几乎覆盖整个冈瓦纳大陆，随着极地冰盖的增长消融变化，海平面升降频繁。由于海陆变迁和陆地森林的首次大规模出现，石炭纪成为中国地史上第一个重要成煤时期。

1. 华南板块及其大陆边缘石炭纪古地理特征

早石炭世的地层分布、岩相类型和晚泥盆世相似，海域主要分布于滇黔桂湘地区，华夏古陆西缘的浙西—江西大部—粤东一带主要为陆源冲积。与晚泥盆世不同的是下扬子地区开始出现海相沉积。晚石炭世海侵范围明显扩大，滨浅海成因的白云岩、灰岩广泛分布于除华夏古陆和上扬子古陆以外的广大地区，岩性岩相较为单一。

(1)华南板块石炭纪地层序列和古地理

该区内地层序列完整，不少地方保存有与泥盆系和二叠系连续沉积的剖面，如桂林南边村剖面已被确

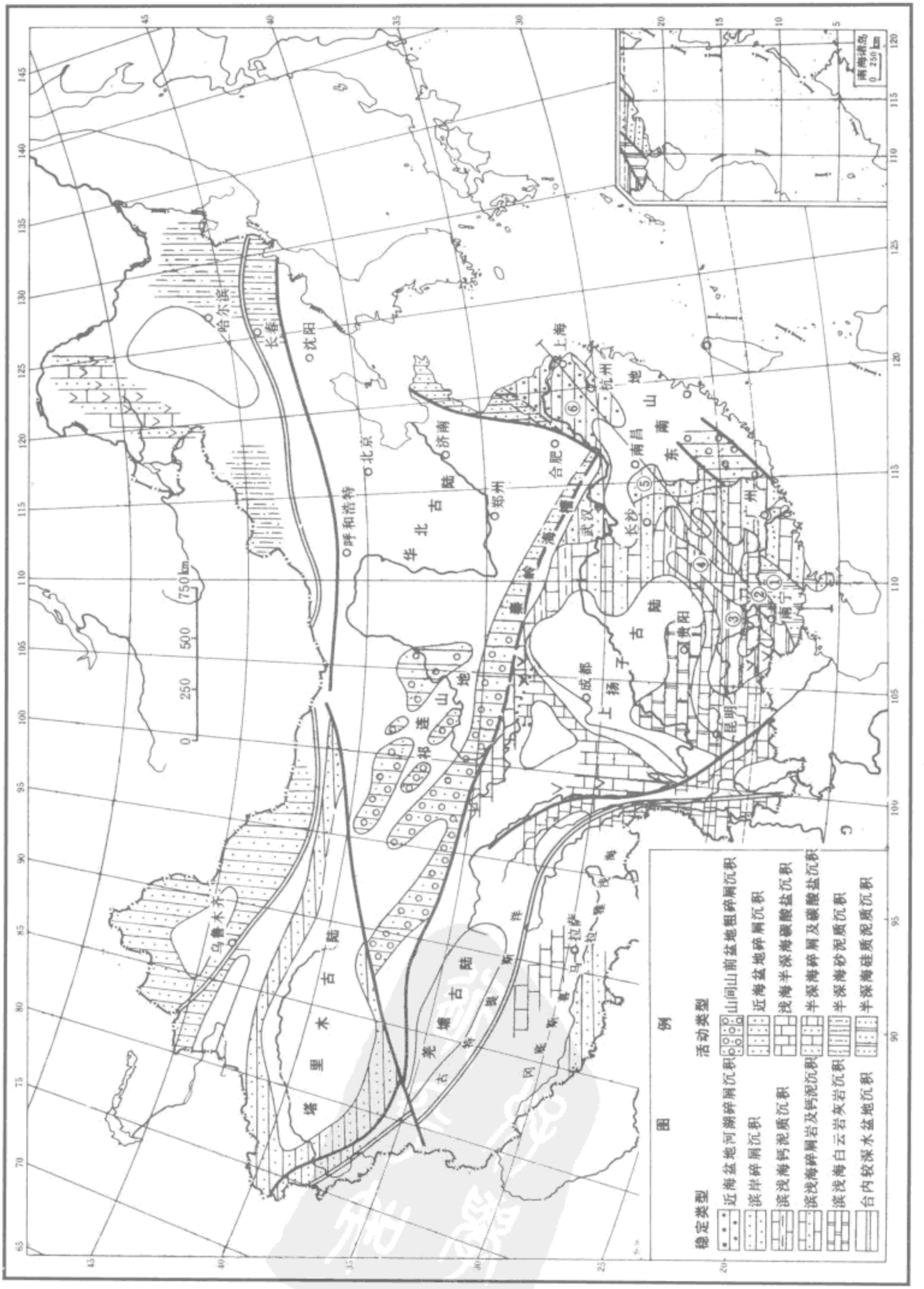


图13-4　中国晚泥盆世古地理图（转引自刘本培、全秋琦，1996）

定为全球界线辅助层型剖面(副层型)。黔东南独山一带为其经典研究地区,该区地层划分如下:下石炭统自下而上分为汤粑沟组、祥摆组、旧司组、上司组、摆佐组;上石炭统为滑石板组、达拉组和马平组(图 13-5)。

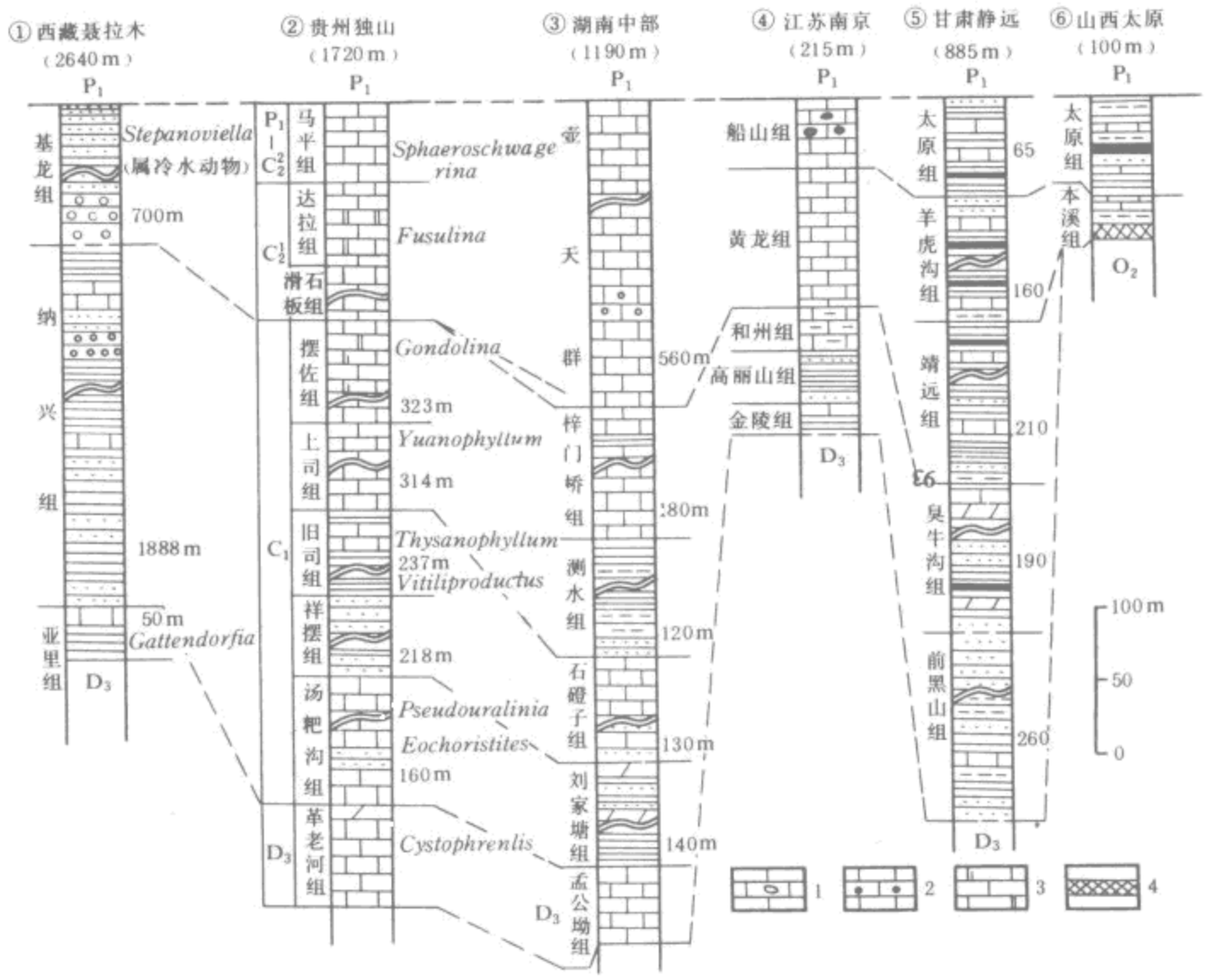


图 13-5　中国石炭系柱状对比图

(转引自刘本培,全秋琦,1996)

1. 豆状灰岩;2. 鲕状灰岩;3. 白云质灰岩;4. 铝土矿(其他图例参见图 12-3)

独山剖面石炭系的底界传统上置于汤粑沟组之下的革老河组底部,顶界置于马平组顶部。根据与全球泥盆系-石炭系界线层型对比,革老河组应归属泥盆系。国际上石炭系—二叠系的分界一般置于 *Pseudoschwagerina* 带之底,即位于马平组中部,因此马平组属于跨越石炭系--二叠系的岩石地层单位。

本剖面下石炭统主要为厚层泥晶灰岩夹砂页岩,含海相底栖生物化石,主体为滨岸—浅海陆棚沉积。汤粑沟组下部具脉状-透镜状层理,含藻球粒灰岩,为潮坪沉积,代表石炭纪海侵的开始。祥摆组的砂页岩夹煤层,上司组下部所夹砂岩及摆佐组上部白云岩反映海平面的变浅。从上述地层在黔桂地区的空间分布看,祥摆组和旧司组及摆佐组分布范围分别大于其下的汤粑沟组和上司组,与汤粑沟组一起为三次较大的海侵超覆,组成两个大的沉积旋回。上统基本上由潮坪碳酸盐岩组成。不过马平期海侵规模相对缩小。马平组顶部与上覆梁山组之间的平行不整合代表一次重要的海平面下降,可能与冈瓦纳冰盖的极盛期相当。

早石炭世早期(岩关阶)南华海盆范围与泥盆纪相似,为典型的陆表海,以碳酸盐台地沉积类型为主,珊瑚、腕足类、层孔虫等底栖生物较发育。但在贵州郎岱、罗甸,广西河池、柳州一带出现北西向分布的硅质、泥质灰岩相带,反映较深水的台间海槽环境,为陆壳上微型张裂作用的产物。海盆北缘的黔中南地区发育滨海碎屑相带,贵阳以北仍为广阔的古陆,即上扬子古陆。雪峰古陆以东的湖广一带为陆表海灰岩、

泥灰岩沉积(刘家塘组),湖广海东缘的湘赣交境至广东陆丰一带为滨海碎屑沉积。更东的赣东和闽浙一带为陆相沉积(如华山岭组和珠藏坞组)。下扬子地区发育厚度为数米的含 *Pseudouralinia* 灰岩(金陵组)。在鄂西长阳、宜都、松滋一带,下部为粉砂岩、页岩,上部为灰岩、白云岩,亦含 *Pseudouralinia*,厚约十余米。

早石炭世晚期(大塘期)海侵范围扩大,造成地层超覆。南华海内主要为碳酸盐沉积,生物以大型长身贝类和少量游泳的菊石为特征。台间海槽环境仍然存在。代表短暂海退形成的滨海沼泽成煤环境在区内均有表现,如滇东的万寿山组、黔南的祥摆组、广西的寺门组、湖广一带的测水组及江西境内的梓山组。其层位向东逐渐升高。以梓山组为代表的滨海含煤沉积环境已接近海盆东缘,再向东则相变为陆相夹薄煤层的叶家塘组(浙西)和林地组(闽中)。下扬子地区,下部为滨浅海砂岩(高骊山组),中部为灰岩(和州组),上部为白云岩(老虎洞白云岩),总厚度仅数十米。同层位的滨海碎屑沉积亦见于鄂西长阳一带。

晚石炭世海侵范围进一步扩大,浙西、闽西和中扬子地区均被海水所覆,岩相相对稳定,均为碳酸盐沉积,一般厚 200～400m。在湘粤桂和下扬子地区称为黄龙组和船山组。滇黔桂一带仍处于沉降中心,厚度可超过 800m。靠近雪峰古陆、上扬子古陆和康滇古陆的滨岸潮坪带,主要为含镁碳酸盐岩(白云岩),可夹少量碎屑沉积。

(2)华南板块大陆边缘石炭纪古地理特征

华南板块西部大陆边缘古特提斯多岛洋较泥盆纪有进一步发展,华南板块西侧的哀牢山—藤条河一线,早石炭世出现成熟裂谷型枕状玄武岩夹放射虫硅质岩,代表古特提斯多岛洋的东侧分支。更西的昌宁—孟连一带主支洋盆中,南部孟连曼信一带出露早石炭世洋脊、洋岛型火山岩及其火山碎屑浊积岩,也夹有放射虫硅质岩。这套火山岩系之上覆盖有大塘期晚期至早二叠世的碳酸盐岩,以成分纯净、筵类化石属种单调为特征,代表洋盆内海山碳酸盐台地特殊沉积类型。因此,昌宁—孟连一带在石炭纪时已进入多岛洋发展的成熟期。

华南板块北部大陆边缘为南秦岭洋盆,其总体构造古地理格局与泥盆纪相似。中秦岭以碳酸盐岩广布为特征,空间上厚度变化较大。南秦岭勉略蛇绿岩带的硅质岩中已发现早石炭世深水放射虫,证明存在结构复杂的构造古地理格局。

华南板块东部边缘的闽东北福鼎—南溪一带,下石炭统为厚达数百米的炭质千枚岩,粉砂岩夹结晶灰岩透镜体,与闽中地区陆相至近海盆地粗碎屑沉积类型显然不同,可能代表华南大陆东侧大陆边缘狭窄的活动陆棚带,海侵直接来自东侧的古太平洋海域。

华南板块以南,海南岛中部五指山地区已发现岩关期 *Neospirifer*(新石燕)、*Fusella*(纺缍贝)等具冈瓦纳色彩的腕足动物群,与华南大陆之间应存在一定的空间隔离。海南岛石炭纪时可能呈独立的地块状态,与华南大陆间的古海洋分隔带可能在琼州海峡一线。

2. 华北板块及其边缘石炭纪古地理特征

华北板块自奥陶纪晚期开始,一直处于隆起遭受缓慢剥蚀状态,早石炭世除大别山北麓出现较厚的近海和海陆交互含煤碎屑沉积以及辽东地区可能接受沉积之外,主体部分仍然是一个近乎准平原的低地,到晚石炭世开始缓慢沉降,普遍接受海陆交互相沉积。

(1)华北板块石炭纪地层序列和古地理

华北板块内部石炭系主要发育上石炭统,以山西太原西山剖面研究最早、最详细。该剖面自下而上分为本溪组和太原组两个组。石炭系和二叠系界线位于太原组下部。

华北地区在中晚奥陶世—早石炭世一直处于风化剥蚀及准平原化作用过程中。随着晚石炭世海侵的到来,铁铝物质在古风化壳上大量富集,因而在本溪组下部形成著名的"山西式铁矿"和"铝土矿层"。其上含有薄煤层的砂页岩和含鲕类灰岩为滨海沼泽至浅海环境的产物。太原组内分 3 段,每段底部均以粗碎屑沉积开始,粗碎屑沉积中含硅化木化石,发育大型板状、槽状或楔状交错层理,局部发育浪成交错层理,为平原河流至三角洲沉积相组合;中部变细,出现页岩及煤层;上部为灰岩,含海相底栖生物,旋回现象十分清楚,反映陆相(平原河流至三角洲沉积相组合)和海相(滨海沼泽至浅海)交替出现的环境。从整体上看,华北地台整个上石炭统厚度仅百余米,表明当时华北地区地势平坦、地壳运动幅度和沉积速度都相对

缓慢。上述旋回可能与陆源碎屑物质供应速度变化或全球海平面频繁变化有关。

晚石炭世早期本溪组岩性、厚度在空间上的变化有明显规律，反映古地理的分异。辽宁太子河流域本溪一带，本溪组厚达 160～300m，含海相灰岩多达 5～6 层，煤层可采。河北唐山厚约 80m，只含海相灰岩 3 层，薄煤 2 层。至山东中、西部厚约 40～65m，不含可采煤层。至山西太原，厚度减至 50m 以下，仅含海相灰岩 1 层，也不含重要煤层。太子河流域本溪组包含两个化石带，上部为 *Fusulina - Fusulinella* 带，下部为 *Eostaffella* 带。到河北唐山及山西太原一带，仅见上部化石带。上述特征表明，晚石炭世早期华北具有东北低西南高的地形。当时海水先到达东北的太子河流域，而后逐渐向华北推进。再往南至河北峰峰、河南焦作以及豫、皖大部地区，缺失本溪组沉积。但在苏北贾汪一带本溪组厚约 100m，灰岩夹层总厚达 50m，岩性和所含䗴、有孔虫化石与华南地区很相似，表明当时苏北一带的海侵来自南方，很可能与南秦岭海槽东延部分的古海域有关。

晚石炭世晚期华北南部海侵范围更加广泛，在皖北、豫南及鄂尔多斯一带均有明显的超覆。但在北部的本溪、北京、大同以及鄂尔多斯东胜地区，却出现陆相含煤沉积区。与此同时，南北方向上海相灰岩夹层的数量和累积厚度也发生了"翘板式"变化。河北唐山仅有少数海相灰岩夹层，往南至晋东南沁水盆地和冀南磁县一带，太原组厚 80～100m，灰岩层数增多至 6 层，海相化石丰富。更南至皖北、淮南地区，灰岩层数可达 12 层，累积共厚 80m。由此可以看出，晚石炭世晚期华北已转变为北高南低的地势，海岸线也逐渐南移，太原组的含煤性一般以北纬 34°30′～37°30′一带最好，正好是当时滨海沼泽环境最为广布的地段。

(2)华北板块大陆边缘石炭纪古地理特征

华北板块西缘的河西走廊地区，石炭系发育较全。自早石炭世至晚石炭世早期，海侵来自华北板块西南缘的古特提斯海域，与华北板块本部的陆表海并不沟通，沉积类型、岩石地层单位和地层厚度也有明显区别。整体以砂页岩为主，下部可夹薄层石膏(前黑山组、臭牛沟组)，上部夹灰岩泥灰岩及煤层(榆树梁组、靖远组)。但自晚石炭世晚期起与华北陆表海直接沟通，沉积特征和岩石地层单位名称基本一致。

华北板块北部大陆边缘的吉中和西拉木伦河以南地区石炭系上、下两统都有出露，总厚逾 3000m，沉积类型以滨浅海碳酸盐岩为主夹薄层泥质岩，也夹火山岩。古生物化石属暖水型生物区系和华夏植物区。

华北板块南缘的北秦岭地区沿商丹缝合带，石炭纪时出现小型走滑拉分盆地，其中出现由碎屑岩—薄层深水灰岩—砂板岩—含煤岩系和石膏的沉积序列；在陕南商南的韧性推覆剪切带中，也测得 315Ma 左右的黑云母变质年龄；都证明华北板块南缘由于相对华南板块作向西旋转，发生左行平移走滑运动，显示了板块边缘的复杂构造发展史。向南沿合作—礼县—山阳一线早石炭世起出现粗碎屑重力流，泥质和硅质等深水沉积。

3. 其他地区石炭纪古地理概述

(1)塔里木板块

古地磁资料反映该板块自早石炭世起迅速北移并作顺时针方向旋转，至晚石炭世晚期已达到北纬 30°位置。本区石炭纪海侵范围扩大，仍以西北部柯坪地区发育最好，下统为滨浅海碎屑岩和灰岩，产 *Kueichouphyllum*、*Striatifera*(细线贝)，和华南地区同属热带类型。上统以碳酸盐岩为主，富含䗴类化石。在柯坪以北南天山托木尔峰南坡，上统下部碎屑岩中发现的植物化石 *Neuropteris*，*Pecopteris* 却属欧美区分子(陈福明等，1985)，也反映与华南、华北板块华夏植物区之间存在海洋隔离。

(2)西伯利亚—蒙古板块南部大陆边缘

该区可以分为东西两段。在西段分隔西伯利亚和塔里木板块之间的北疆多岛洋在石炭纪中期先后发生一系列重要的洋壳消减和板块碰撞事件，因在天山地区最为明显，称为天山运动。

艾比湖—居延海对接带沿线为著名的北天山巴音沟蛇绿岩，根据所含放射虫化石，其时代为早石炭世至晚石炭世最早期，说明当时处于洋盆发展成年阶段。上覆的深水浊积岩物源主要来自岛弧火山喷发和半远洋沉积，其中已发现晚石炭世早期菊石，反映洋盆进入了衰退阶段，向南俯冲于中天山岛弧之下。再上出现晚石炭世晚期的灰绿色砂砾岩磨拉石沉积组合，标志着中天山岛弧和西伯利亚板块之间发生了拼贴碰撞。石炭纪末期北疆准噶尔和中、北天山地区多岛洋格局已经消失。准噶尔地区早石炭世已属安加拉植物区，产 *Angrapteridium*(安加拉叶)、*Noeggerathiopsis*。海相化石也以小型单体，无鳞板构造珊瑚

类为主。石炭纪晚期安加拉植物群向南侵入中天山地区。南天山与塔里木板块之间的蛇绿混杂带迄今未见早石炭世后的放射虫硅质岩，推测早石炭世后洋盆已经闭合，但安加拉植物群直至早二叠世时仍未侵入塔里木板块，其间可能仍有海域隔离。

东段分隔西伯利亚和华北板块之间的兴蒙多岛洋，也经历了较复杂的板块碰撞历史。内蒙古东乌珠穆沁旗以南贺根山蛇绿岩所代表的古洋盆闭合于晚泥盆世至早石炭世(郭胜哲等，1991)。同时沿西拉木伦带南北两侧石炭纪的陆生植物明确分属安加拉和华夏两大植物区系(黄本宏，1991)，也支持西拉木伦带可能存在古亚洲洋残余洋盆的推论。

(3)冈瓦纳板块北部大陆边缘

珠穆朗玛峰北麓石炭系也较完整，以浅海碎屑岩为主，厚达 2600m。下统包括亚里组上部和纳兴组(后者可能包括上统下部)。上统基龙组由砂岩、粉砂岩和多层杂砾岩组成，产 *Stepanoviella*(斯切潘诺夫贝)等冷水生物群化石。杂砾岩的砾石大小不一、稀密不均，表面具有擦痕、压坑。砾石成分有花岗岩、火山岩、石英岩、灰岩和大理岩等，可能与冈瓦纳型海相及其再次改造的水下碎屑流沉积有关。近年研究表明，从喀喇昆仑、冈底斯到滇西腾冲一带，已多处发现杂砾岩和冷水动物群，证明上述地区当时都属冈瓦纳板块的北侧陆缘带。

图 13－6 为中国晚石炭世古地理图。

三、二叠纪的古地理

二叠纪是古生代最后一个纪，地壳运动又趋活跃，全球范围内一系列板块的碰撞导致地史中著名的联合古陆(Pangea)在二叠纪末期形成。该大陆几乎由北极延伸至南极，跨越了不同的古气候带，这种全球古构造、古地理环境的巨变，造成了陆相、泻湖相沉积类型的广泛发育、气候带的明显分异和生物界的重要变革。联合古陆东南缘继续存在结构复杂的古特提斯多岛洋，导致中国二叠纪地史既反映全球共性又有自身特色。

1. 华南板块及其大陆边缘二叠纪古地理特征

(1)华南板块二叠纪地层序列和古地理

华南板块二叠纪时遭受了晚古生代中最大的海侵，与华北-柴达木板块的大陆面貌形成鲜明对比。现以黔中地区为代表介绍华南海相二叠系发育特征。黔中地区下二叠统包括马平组上部、梁山组，中二叠统包括栖霞组和茅口组，上二叠统包括龙潭组、长兴组、大隆组(图 13－7)。

如上节所述，马平组为跨越石炭系、二叠系的岩石地层单位，早二叠世早期马平组上部由潮坪碳酸盐向上变浅的沉积序列组成。梁山组和马平组之间的平行不整合代表一次较大规模的海退和较长时间的沉积间断。梁山组以陆源碎屑沉积为主，局部夹薄煤层，时有海相灰岩透镜体，含腕足类及植物化石，属滨海沼泽环境。向上逐渐过渡到中二叠世栖霞组浅海碳酸盐沉积，内含大量燧石结核、丰富的鲢类及珊瑚化石，代表海侵扩大过程。茅口组为浅海相灰岩，具构造复杂的鲢类和大量造礁的复体珊瑚，反映热带－亚热带陆表海碳酸盐台地沉积环境。中二叠世末期，因构造隆升发生海退，导致茅口期最高鲢带的缺失。晚二叠世龙潭组由砂页岩及灰岩组成，夹煤层，含海相动物化石及植物化石，属海陆交互相沉积。其底部的凝灰质砂岩反映邻区有火山喷发活动。长兴组以灰岩为主，含鲢类等海相化石，代表龙潭组之后新的海侵，但规模较小。大隆组硅质沉积中仅见浮游类型的菊石化石，代表滞留还原条件下的沉积。长兴组与大隆组在空间上可呈横向相变关系。

华南板块早、中二叠世之交的大面积海退主要发生在昆明、贵阳至江南古陆一线以北的上扬子地区，栖霞组底部有明显沉积间断，普遍发育以梁山组滨海－湖沼相陆源碎屑沉积；在川南一带，含菱铁矿、黄铁矿层的梁山组超覆于志留系之上。栖霞中期起，华南板块发生大的海侵，使长期遭受剥蚀的扬子古陆沉陷为浅海。自南京向西至四川栖霞期地层自东向西不断超覆。大规模的海平面上升可能与全球气候转暖导致冈瓦纳大陆冰盖融化有关。

中二叠世茅口期起岩相分异明显。湘中、下扬子地区以当冲组或孤峰组为代表的硅质、泥质沉积，极少含底栖生物，而富含浮游的菊石类及放射虫，反映缺氧条件下较深的滞留静水环境。华南板块东部闽浙

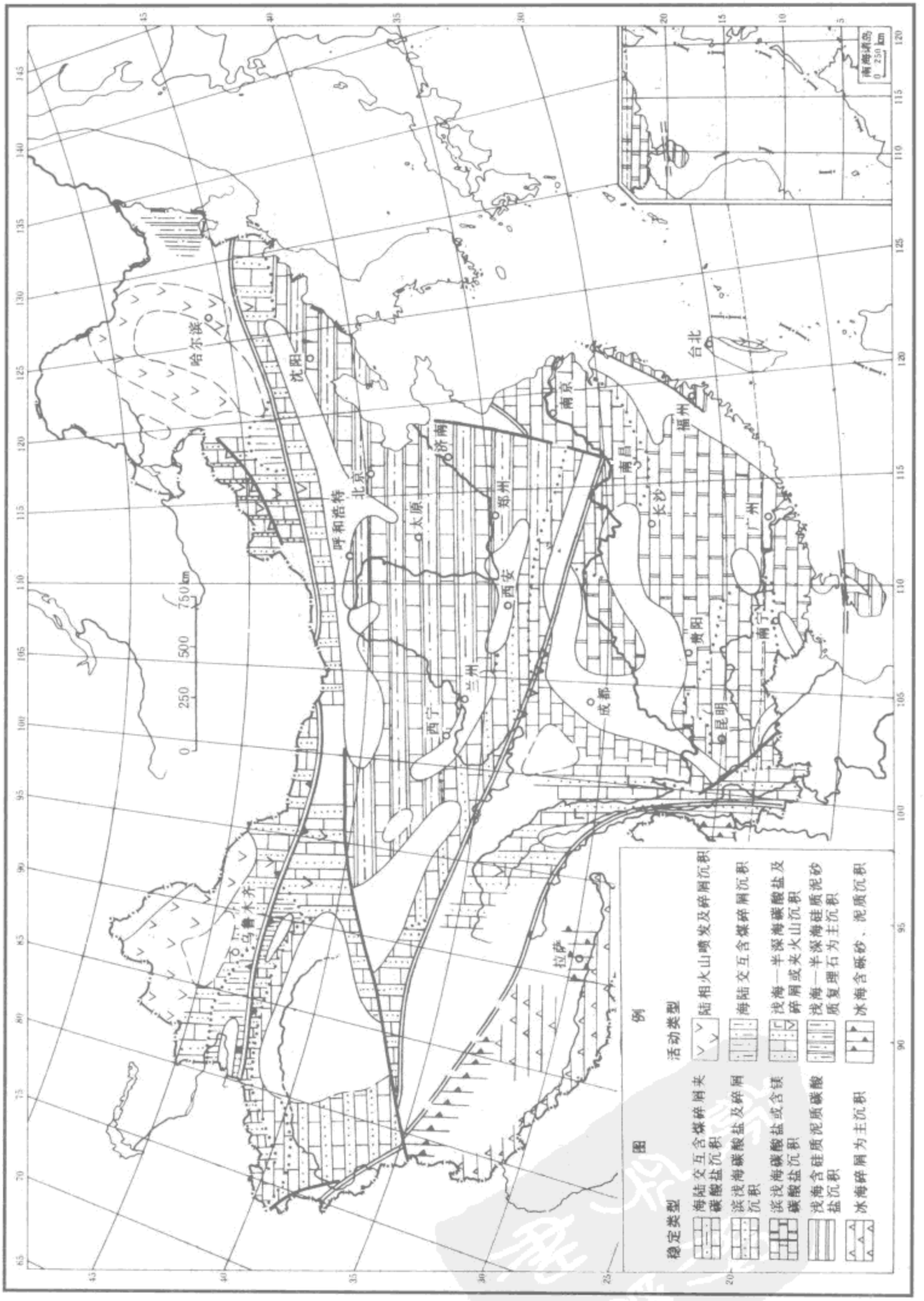


图13-6　中国晚石炭世古地理图(转引自刘本培，全秋琦，1996)

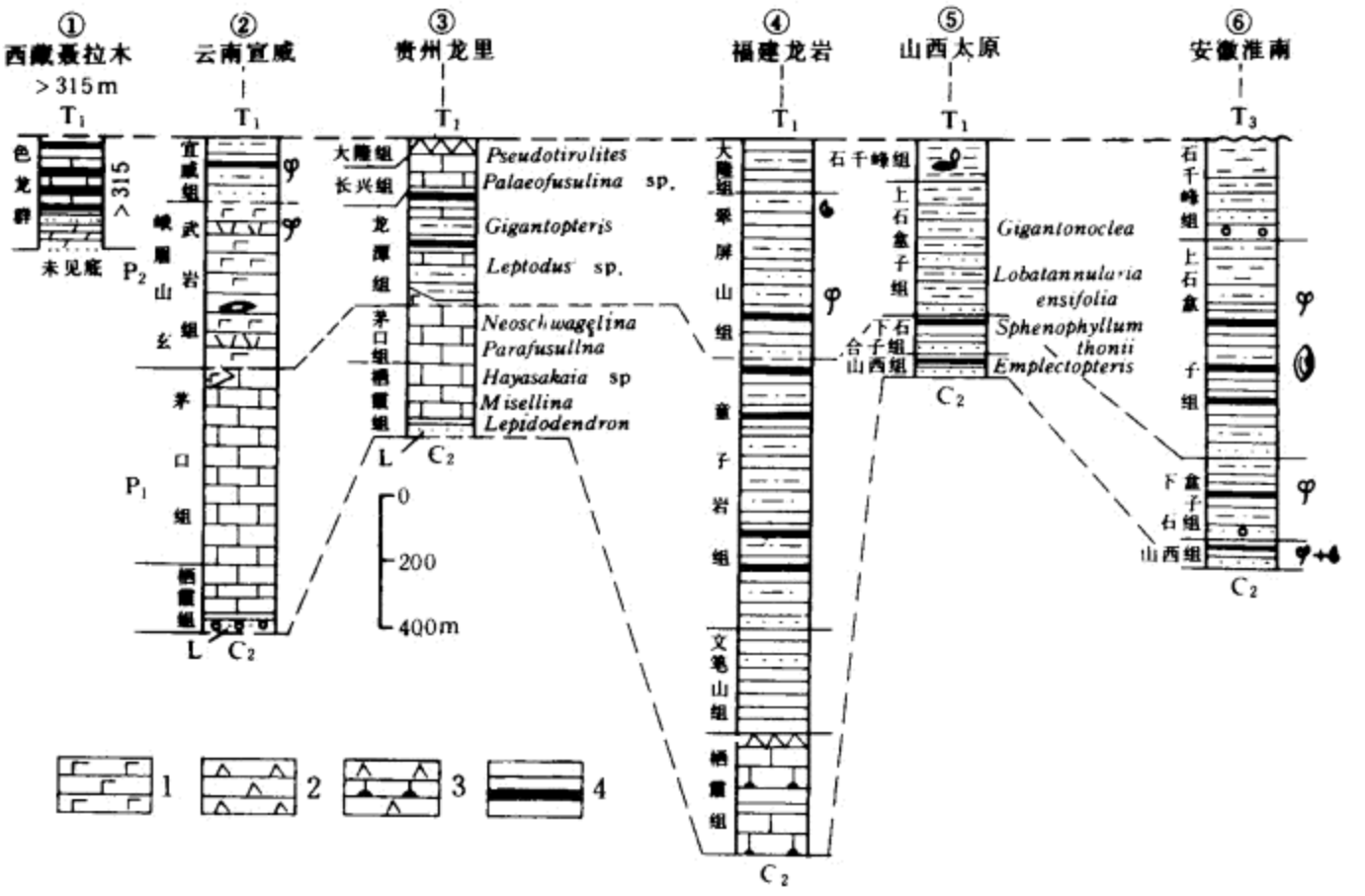


图 13-7 中国中、上二叠统柱状对比图

(转引自刘本培、全秋琦,1996)

1. 火山岩;2. 硅质岩、硅质泥岩;3. 硅质团块灰岩;4. 煤层(其他图例参见 12-3)

L. 梁山组

赣地区出现茅口期近海碎屑含煤沉积(童子岩组)。华夏古陆从茅口中期起抬升,成为古陆西侧含煤沉积的陆源碎屑供应区。茅口晚期华南板块构造分异普遍增强。扬子西缘峨眉地裂运动引起大量玄武岩喷发和全区海退,使得茅口期顶部缺失 *Neomisellina* 化石带的沉积。东部下扬子和东南区传统上称为"东吴运动"。晚二叠世早期以龙潭组近海沼泽沉积广泛发育为特征,反映了隆升运动所造成的显著的海退事件。

峨眉地裂运动在康滇古陆两侧强度最大,持续时间也最久。峨眉山一带的玄武岩组的时代包括了茅口晚期和龙潭期,以陆相喷发为主。晚二叠世龙潭期自西而东可见由陆向海方向的明显相变。在西部陆上部分为宣威组河流冲积平原相碎屑岩夹煤层,海陆过渡带为龙潭组含煤碎屑岩夹海相碳酸盐岩。离康滇古陆较远的上扬子海东部及北部为吴家坪组生物碎屑灰岩和礁灰岩。雪峰古陆以东地区,龙潭期自西北向东南存在显著的岩相厚度分带现象。湘赣—粤北一带为海陆交互含煤沉积,含重要的可采煤层。向东南至粤东、闽中一带,则以陆相为主,粒度变粗,不含重要煤层,代表华夏古陆边缘的沉积类型。

长兴期华南地区发生一次新的海侵。康滇古陆东侧仍保持陆相含煤沉积类型。其余地区海相沉积出现两种类型:一是长兴组浅海碳酸盐沉积,含鲢、腕足、珊瑚等底栖生物,主要分布于上扬子浅海。另一类为大隆组硅质沉积,仅含假提罗菊石等浮游生物,代表较深水的非补偿环境。从总体上看,上述两种类型互为相变,有时可见上下关系。

综上所述,华南板块的晚二叠世沉积类型总体上呈现东西两侧古陆边缘粒度较粗,陆相和近海沼泽相发育,中间部位以碳酸盐岩为主的对称格局,是一种双向陆源的局限陆表海类型。从华南二叠纪聚煤作用来看,不同地区的含煤层位自东往西有从茅口期逐渐转移到长兴期的穿时现象。

(2)华南板块大陆边缘二叠纪古地理特征

华南板块西南边缘为著名的金沙江-藤条河缝合带,往西出现羌塘、昌都、思茅小地块。这些小地块二叠纪时出现暖水型动物群和华夏植物群,聚煤期层位和古地磁资料指示的赤道带古纬度都与华南板块相

似，代表从华南板块边缘裂离漂移不远的小型地块群，因此金沙江-藤条河缝合带代表古特提斯多岛洋北侧分支小洋盆性质，但该洋盆在二叠纪时仍处于拉张开裂状态，与华南板块西部上扬子区的峨眉地裂运动间存在密切关系。

滇西思茅地块西侧存在二叠纪火山岛弧带，往西在昌宁-孟连缝合带中已发现包括二叠纪洋岛型玄武岩、海山型碳酸盐岩和深海放射虫硅质岩的蛇绿混杂带，证明存在一个向东俯冲的消减带。鉴于该缝合带以西的保山地块在地层序列、古生物区系和古地磁方面都具备亲冈瓦纳色彩，昌宁-孟连缝合带应代表古特提斯多岛洋主支部位。

华南板块北缘的南秦岭地区，二叠系局限分布于西秦岭南带文县—南坪—带，主要为深水相暗色泥质岩、灰岩。在勉略带目前未见确凿的二叠纪地层，但考虑到勉略洋关闭尚需一定时间，推测当时勉略洋尚未关闭。在中秦岭陕西镇安—甘肃舟曲、迭部一线见二叠系浅海-台地相碳酸盐岩，为秦岭微板块的小型克拉通盆地沉积。

华南板块东缘由于现代海洋淹没无法直接追索，但台湾东部中央山脉出露一套变质片岩、结晶灰岩和基性火山碎屑岩（大南澳群）。在结晶灰岩中产 *Neoschewagerina* 等茅口期籁类化石，具有海山碳酸盐台地的特征（马文璞，1993），与板块西缘的古特提斯洋盆颇为相似。古特提斯带是否绕过华南板块南缘到达环太平洋地区，值得进一步研究。

2. 华北板块及其大陆边缘二叠纪古地理特征

（1）华北板块二叠纪的地层序列和古地理

华北板块主体自二叠纪起已基本脱离海洋环境，仅局部地区遭受短期海侵影响，因此二叠系以陆相沉积为主。位于华北中部的山西太原地区二叠系发育最好，研究历史悠久，是公认的华北地区二叠系标准剖面。该剖面下二叠统包括太原组中、上部，中二叠统包括山西组、下石盒子组，上二叠统包括上石盒子组和石千峰组。

太原组中、上部与石炭系连续接触，主要岩性为海陆交互相的碎屑岩、泥质岩及煤层，下部夹含燧灰岩。

山西组下部为具交错层理的含砾石英砂岩，上部砂页岩中夹可采煤层，含丰富的植物化石并有厚仅2.6m、含舌形贝等化石的海相夹层。代表海退背景下的三角洲平原泥炭沼泽环境和热带潮湿气候条件。

石盒子群（下石盒子组和上石盒子组）为一套岩性复杂的河、湖相沉积。下石盒子组下部仍夹不规则煤层，往上逐渐变为杂色和紫红色，不再出现煤层，但夹有铁锰及铝土层，显示潮湿气候减弱和氧化环境增强。本群厚度显著增大并出现长石石英砂岩，指示相邻陆源区的结晶岩、变质岩已暴露至地表遭受剥蚀。

石千峰组已属红色地层，化石稀少，偶夹石膏，代表干旱气候条件下的内陆河湖沉积。

因此本剖面反映了气候由潮湿逐渐转变为干旱，地形由近海三角洲平原沼泽逐渐转变为内陆盆地和构造分异逐渐增强的演变过程。

早二叠世至中二叠世早期（太原组中-上部和山西组）华北及东北南部普遍出现聚煤环境。相当于山西组层位时期，由于华北板块北部古陆的抬升，太原以北全属陆相河湖沉积，最有利聚煤的近海泥炭沼泽环境迁移到华北中部一带；更南至豫西、两淮地区，该层位含多层海相灰岩。本期地层的总厚度仅200m左右，显示了稳定的构造环境。

中二叠世晚期至晚二叠世早期，普遍以杂色至紫红色内陆盆地河湖沉积为主（石盒子群），厚度增大，一般不含可采煤层，指示地势差异增强和气候渐趋干旱的过程。但在黄河一线（北纬34°30′）以南的淮南地区，整个石盒子群都含重要可采煤层，并常见富含 *Lingula* 的夹层。豫西禹县上石盒子组中也发现硅质海绵等海相化石，说明华北地区南部为近海沼泽环境，且常遭受来自南侧秦岭海槽的海泛影响。

晚二叠世晚期，整个华北广布干旱气候的红色河湖碎屑沉积（石千峰组）。

在甘肃祁连山（走廊南山）西段，相当石千峰组的层位（肃南组）为紫红色陆相碎屑沉积，局部绿色夹层中含安加拉和华夏植物群混生。说明二叠纪中期的晚海西运动已使华北-柴达木板块和西伯利亚-蒙古板块最终碰撞拼合，其间的北方海槽基本消失，从而促进了不同区系陆生植物的迁移和混合。

（2）华北板块大陆边缘二叠纪古地理特征

华北板块北部大陆边缘、西拉木伦河一线以南的华北板块北缘带可以吉林中部九台地区为代表。早、中二叠世以厚度巨大的浅海碳酸盐岩、碎屑岩和大量中酸性火山岩为特征，底部与石炭系之间存在角度不整合，反映了华北板块北缘发生过板块挤压作用，与华北盆地北侧古陆的抬升有密切关系。古生物区系以特提斯暖水型蛭、珊瑚为主，也有少量北方区冷温型分子单通道蛭和安加拉羊齿。晚二叠世以中酸性火山碎屑岩和黑色板岩为主，平行不整合于下统之上，含海相和非海相双壳类等化石，已接近北方生物区面貌，代表陆相及残留海沉积。九台剖面总体上反映了华北板块与西伯利亚-蒙古板块间进一步接近、拼合和海槽逐渐消失的演化过程。

华北板块南部大陆边缘的中秦岭北缘，二叠纪裂陷海槽依然存在。以陕甘交境的凤县、徽成地区为代表，已发现厚达 7000 余米的二叠纪板岩和砾状灰岩（十里墩群）。属于华北板块南缘裂陷带的深水盆地和斜坡相滑塌堆积。

3. 其他地区二叠纪古地理概述

(1)北亚古大陆南缘

经过早海西期西伯利亚板块在西、东两段分别和哈萨克斯坦-伊宁板块、布列亚-松辽板块对接拼合，二叠纪起已经形成广袤的北亚古大陆。西段北疆地区二叠系以陆相为主，仅局部地区和层位有残留海域存在。乌鲁木齐东郊的博格达山属北天山范围，二叠纪地层发育齐全。中、下统称下芨芨槽群，以灰绿色粗碎屑岩夹泥岩、炭质页岩为代表，厚逾千米。下部见叠层石灰岩和 *Neospirifer*，代表该区海退的最后阶段，上部含安加拉植物群。横向上可迅速相变为一套杂色粗碎屑岩与火山岩。上统下部称上芨芨槽群，属内陆河湖碎屑及油页岩沉积，产安加拉植物群、古鳕鱼和淡水双壳类化石，最大厚度逾 5000m；晚二叠世晚期北天山已升起，沉积区已转移至准噶尔和吐鲁番盆地，称为下仓房沟群，属内陆河湖粗碎屑沉积类型，产安加拉植物群及二齿兽等动物化石，厚 600～800m。准噶尔及吐鲁番地区从晚二叠世开始形成内陆盆地，并一直延续到中、新生代。

早、中二叠世的安加拉植物群已经越过艾比湖一居延海缝合带，向南达到伊宁地块。但塔里木板块北缘阿克苏附近已发现的同期植物群既没有安加拉区系分子，也缺乏华夏区系最标准的大羽羊齿类分子，总体面貌与欧美区系更为接近。结合阿克苏早、中二叠世地层中获得北纬的 28°古地磁资料，有理由推测塔里木板块当时不属于北亚古大陆，与华北板块（北纬 19°）也相互分离。晚二叠世时该区植物群中已混入安加拉区分子，南天山带也不再遭受海侵，证明塔里木板块已经和北亚古大陆拼合相连。东段西拉木伦缝合带北侧的内蒙古、黑龙江和吉林北部地区，早、中二叠世仍有较广海侵，生物群以冷温型 *Monodiexodina*、*Lytvolasma*、*Yakovlevia* 和安加拉植物分子为主。但在茅口期出现一些特提斯暖水分子混入，反映了北亚古大陆与华北-塔里木板块逐渐靠近和全球气候转暖趋势。晚二叠世起本区普遍海退，发育陆棚巨厚粗碎屑堆积和大规模中酸性火山喷发，富含安加拉植物群和淡水双壳类化石，可能反映华北-柴达木板块和北亚古大陆已经拼合相连，导致沿板块对接带的地形升高和古气候的重要变化。

(2)冈瓦纳板块北缘

20 世纪 80 年代初期，在青藏高原北部龙木错-冈马错-双湖断裂带南侧日土多玛地区的早、中二叠世的霍尔巴错群中，发现 *Eurydesma*、*Lytvolasma*、*Costiferina*（粗肋贝）冷水动物群和冰海成因的含砾板岩，具有典型的冈瓦纳色彩。证明藏北西羌塘地区和雅鲁藏布江两侧的喜马拉雅（珠峰）和冈底斯（申扎、拉萨）地区都应属冈瓦纳板块范畴，龙木错-冈马错-双湖断裂带可能代表古特提斯洋盆的地缝合线残迹。

滇西保山地块的早、中二叠世地层中也发现 *Oriocrassatella*（莺厚壳蛤）、*Glossopteris*? 等冷温型生物群和冰海成因杂砾岩，该地块石炭系卧牛寺组玄武岩中已测得的 34.2°古地磁数据，反映出冈瓦纳板块边缘独立小地块的特征。据此，昌宁-孟连缝合带及其北延的北澜沧江带应相当古特提斯多岛洋的主支位置。

应当指出，古特提斯多岛洋南侧一系列亲冈瓦纳微地块自二叠纪中期起向北漂移，加上冈瓦纳大陆冰盖逐渐消融，原来的冷水和冷温型生物面貌开始减弱，呈现冷暖水生物混合现象。思茅地块与华南板块的拼合导致金沙江-藤条河小洋盆在晚二叠世闭合，但古特提斯多岛洋盆的演化直到三叠纪才结束，与新特提斯洋的扩张大体呈同步关系。

图 13-8 中国晚二叠世古地理图。

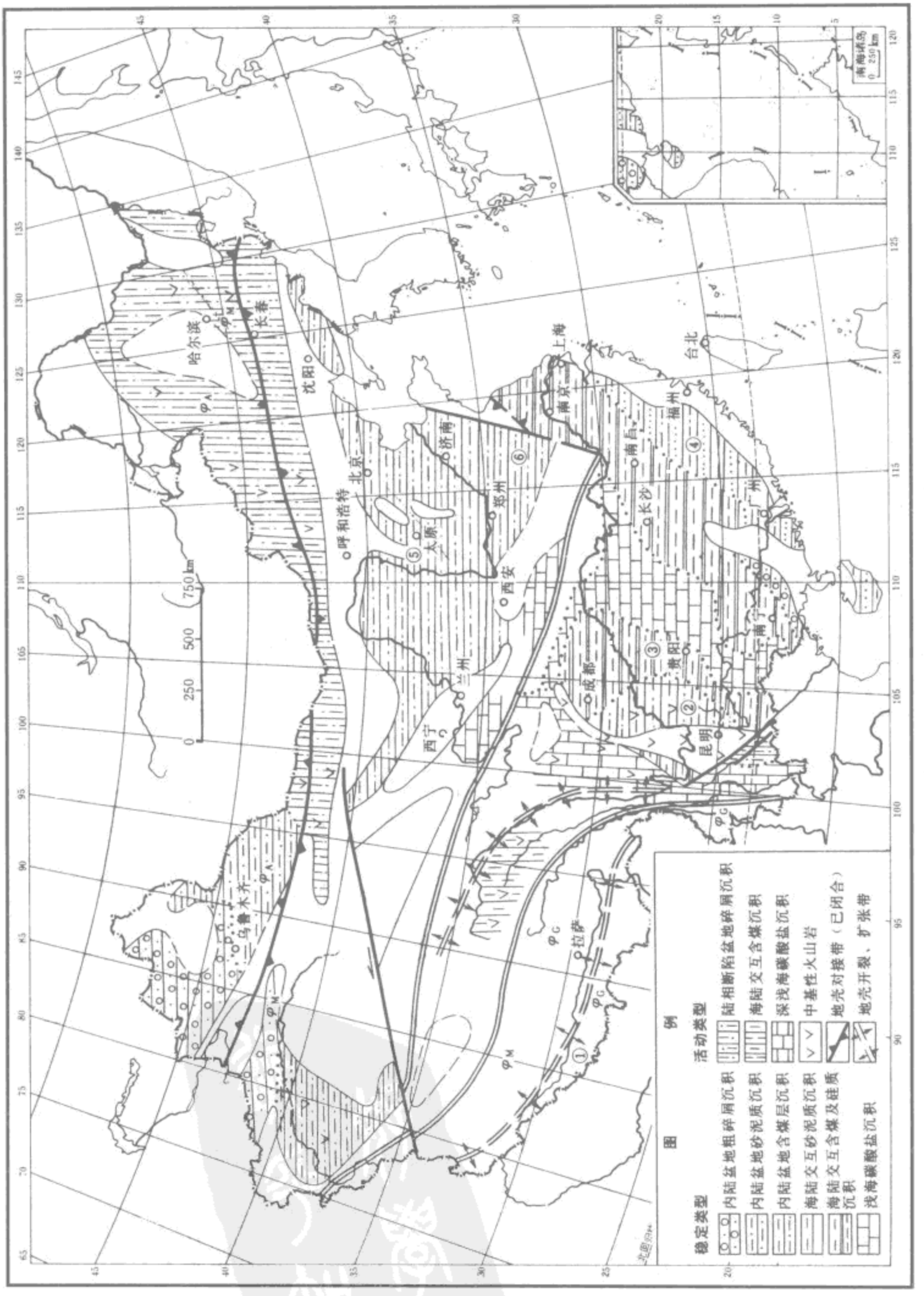


图13-8　中国晚二叠世古地理图(转引自刘本培、全秋琦，1996)

第三节 晚古生代的古构造

一、全球构造背景

晚古生代海西构造阶段，地球表面分 3 个大陆板块群，即北方大陆群[包括劳俄大陆(Laurussia)、西伯利亚大陆及哈萨克斯坦板块等]、冈瓦纳大陆(Gondwana)和介于北方大陆群和冈瓦纳大陆之间的华夏陆块群。中国的华北板块、华南板块、塔里木板块、羌塘板块及昌都—思茅微板块等均为华夏陆块群的一部分，准葛尔属哈萨克斯坦板块的一部分，保山、冈底斯、拉萨等位于冈瓦纳大陆的北缘，尚未与冈瓦纳大陆分离。

二、中国及邻区古板块格局

生物古地理和古地磁资料表明，早古生代华夏陆块群与冈瓦纳大陆关系密切，并于早、中泥盆世开始与冈瓦纳大陆裂离。

加里东运动之后，柴达木地块、秦岭微板块和华北板块碰撞相连成为一整体，北秦岭和祁连洋消失；泥盆纪—石炭纪，沿南秦岭勉县—略阳一线裂陷形成南秦岭洋盆；二叠纪以后南秦岭洋逐渐闭合并于三叠纪碰撞形成南秦岭造山带。

华夏板块群包括中朝板块、华南板块和塔里木板块及其他诸多小的地块，如柴达木地块、秦岭地块、松潘-甘孜地块、昌都—思茅地块、羌塘地块等。其中扬子板块与华夏板块在早古生代后期碰撞形成规模较大的华南板块。华南洋仅留下钦-防海槽一隅，该海槽一直持续到早二叠世末期。晚古生代华南板块内部又发生两次显著的裂陷，一是泥盆纪—早石炭世，二是二叠纪中晚期，表现为华南板块内部浅水碳酸盐台地和深水盆地的相间。也有迹象(赣东北晚古生代放射虫硅质岩)表明晚古生代扬子板块和华夏板块又有张裂，但是否形成晚古生代洋盆和两个相互独立的板块尚有争议。

塔里木板块、华北板块与西伯利亚板块、哈萨克斯坦板块之间的古亚洲洋在晚古生代逐渐闭合消失。塔里木板块在晚泥盆世至晚石炭世之间快速北移至北纬 30°左右，其北缘逐渐与哈萨克斯坦板块碰撞拼合，以致晚二叠世时安加拉植物群分子侵入该区。华北板块也于二叠纪后期逐渐与西伯利亚板块拼合，古亚洲洋最终消失。

华南板块西北缘的松潘-甘孜地块为扬子板块的一部分，该区晚古生代地层以碳酸盐岩为主，在生物群和岩相上也与扬子板块近似。思茅—兰坪—昌都—羌塘一带在晚古生代期间可能是由微地块群组成的条带，它们在泥盆纪时由华南板块分离出来，形成金沙江—哀牢山初始洋盆，至晚石炭世—早二叠世形成开放洋盆。

晚古生代，班公湖—澜沧江(或昌宁—孟连)洋是分隔华夏陆块群与冈瓦纳陆块群的主洋盆。在我国境内冈瓦纳陆块群主要包括拉萨地块、冈底斯地块、保山地块等。它们在沉积特征和生物古地理特征上与冈瓦纳古陆有着极大的相似性。

第四节 晚古生代的沉积矿产

我国晚古生代地层中与沉积有关的矿产较为丰富，分布也极广，主要包括以下几种。

与海侵超覆及其对古风化壳改造有关的沉积矿产：主要为铁、铝和耐火黏土，如华南泥盆系底部的赤铁矿和菱铁矿。随着海侵由南西向北东推进，含矿层位逐渐升高。滇黔地区大塘阶下部的大型铝土矿；华北石炭系本溪组底部的山西式铁矿和 G 层铝土矿等都属于此类沉积矿床。

与深水、较深水沉积环境有关的沉积矿产：主要为磷和锰。主要见于华南地区泥盆纪—石炭纪台间海

槽沉积环境中及黔桂地区茅口组上部和湘粤地区当冲组。

能源矿产：主要包括煤、石油和天然气。煤在我国石炭—二叠纪地层中分布极为广泛，主要含煤层位包括华南早石炭世上部地层、东南沿海茅口期地层、华南地区龙潭期地层、华北地区太原组及山西组等。新疆准噶尔盆地二叠系是找油的目的层之一，川中地区二叠系中产大量天然气。

蒸发岩类矿产：早石炭世晚期的石膏矿产广泛分布于西起新疆喀什，经南天山、河西走廊至宁夏中部的狭长地带，冀陕等地石千峰组中也有石膏矿产。

层控多金属矿产：在华南泥盆纪碳酸盐岩中常产层控型铅锌、钨、锡、锑、铀和黄铁矿矿床。

此外，广泛分布的华南上古生界碳酸盐岩亦是重要的冶炼、化工和建筑材料。

第十四章 中生代古生物、古地理和古构造

中生代经历 250～65Ma，延续约 185Ma，分为三个纪，由老至新分别为三叠纪（250～205Ma）、侏罗纪（205～137Ma）、白垩纪（137～65Ma）。

中生代生物界以陆生裸子植物、爬行动物（尤其是恐龙类）和海生无脊椎动物菊石类的繁荣为特征，所以中生代也称为裸子植物时代、爬行动物时代或菊石时代。白垩纪末出现地史中著名的生物集群绝灭事件，在陆地恐龙类和海洋菊石、微体化石等门类中都有明确记录。中生代的古地理古气候有了新的演变，三叠纪陆地面积继续扩大，海区缩小，陆相地层广泛发育；侏罗纪、白垩纪是中生代海侵较大的时期，但是亚洲中、东部海侵未曾到达，以大陆环境为主；大陆上湖盆发育，气候温暖潮湿，植物茂盛，成为地史上又一个重要成煤期。中生代也是全球构造活动性增强的时代，三叠纪中期联合古陆达到了鼎盛时期，晚期进入分裂解体阶段；侏罗纪、白垩纪分裂解体愈渐加剧，大西洋和印度洋加速开裂、不断扩张，而特提斯洋渐趋消减萎缩；环太平洋地壳运动和岩浆活动强烈，形成了著名的环太平洋火山喷发带和内生金属成矿带。

第一节 中生代的生物界

古生代末期的全球性生物绝灭事件导致生物界面貌的重大变革。中生代开始，海生无脊椎动物呈现崭新的面貌，陆生动植物也进入一个新的发展阶段。在生态特征方面，脊椎动物首次占领了陆、海、空全方位领域，显示了生物适应环境能力的巨大进步。

中国东北淡水生物区热河动物群的发现和研究，为中生代后期淡水生物尤其是鸟类起源提供了丰富的资料，被誉为与寒武纪澄江动物群并列的当今古生物研究的重大发现之一。侏罗纪－白垩纪，东亚（包括外贝加尔、蒙古南部、大兴安岭、中国北方大部分地区位于陆地河、湖相沉积区。其中辽宁西北北票、朝阳一带发现大量保存精美的古植物、孢粉、轮藻、沟鞭藻、叶肢介、介形类、昆虫、蛰虫、蜘蛛、虾、双壳类、腹足类、鱼类、两栖类、恐龙类、蜥蜴、龟鳖类、鸟类和原始哺乳动物等约 20 个门类的生物化石，是一个世界级的古生物化石宝库。尤其是辽西地区早期鸟类（孔子鸟、朝阳鸟、华夏鸟、中国鸟等）、长毛的恐龙（中华龙鸟、原始祖鸟、尾羽鸟、北票龙、中国鸟龙等）、原始哺乳动物（张和兽、金氏兽）及与原始被子植物有关的植物化石（辽西叶、辽宁古果、朝阳序等）的发现，为爬行类向鸟类的演化、哺乳动物和被子植物的起源等重大科学问题研究提供了珍贵的第一手资料，引起国内外学术界和社会的广泛关注。

一、陆生植物的发展及地理分布

中生代裸子植物苏铁、松柏、银杏的繁盛代表了植物界的发展进入更高级阶段，而在晚三叠世和侏罗纪、白垩纪真蕨类的繁盛则具有非常重要的地层和古气候意义。在中国境内晚三叠世以古天山（或古昆仑）—古秦岭－古大别山一线为界，南方以 *Dictyophyllum*（网脉蕨）- *Clathropteris*（格脉蕨）植物群为特征，代表热带、亚热带近海环境；北方以莲座蕨科的 *Danaeopsis*（拟丹尼蕨）- *Bernoullia*（贝尔瑙蕨）植物群为特征，代表温带潮湿内陆环境。至晚侏罗世、早白垩世植物分区界线明显北移，大致以阴山为界，北方银杏类很多，蕨类则以 *Acanthopteris*（刺蕨）和 *Ruffordia*（鲁福德蕨）植物群繁盛为特征，松柏类具展开状的披针形叶片，如 *Cephalotaxopsis*（拟粗榧），反映了温带潮湿气候特征；南方以银杏类极少，小叶型真蕨类为特征，松柏类为鳞片状小叶紧贴在枝上，角质层也增厚，如 *Brachyphyllum*（短叶杉）等（图 14－1），反映为干旱的热带—亚热带气候。白垩纪晚期被子植物繁盛并占据了统治地位，具有新生代植物面貌，从此

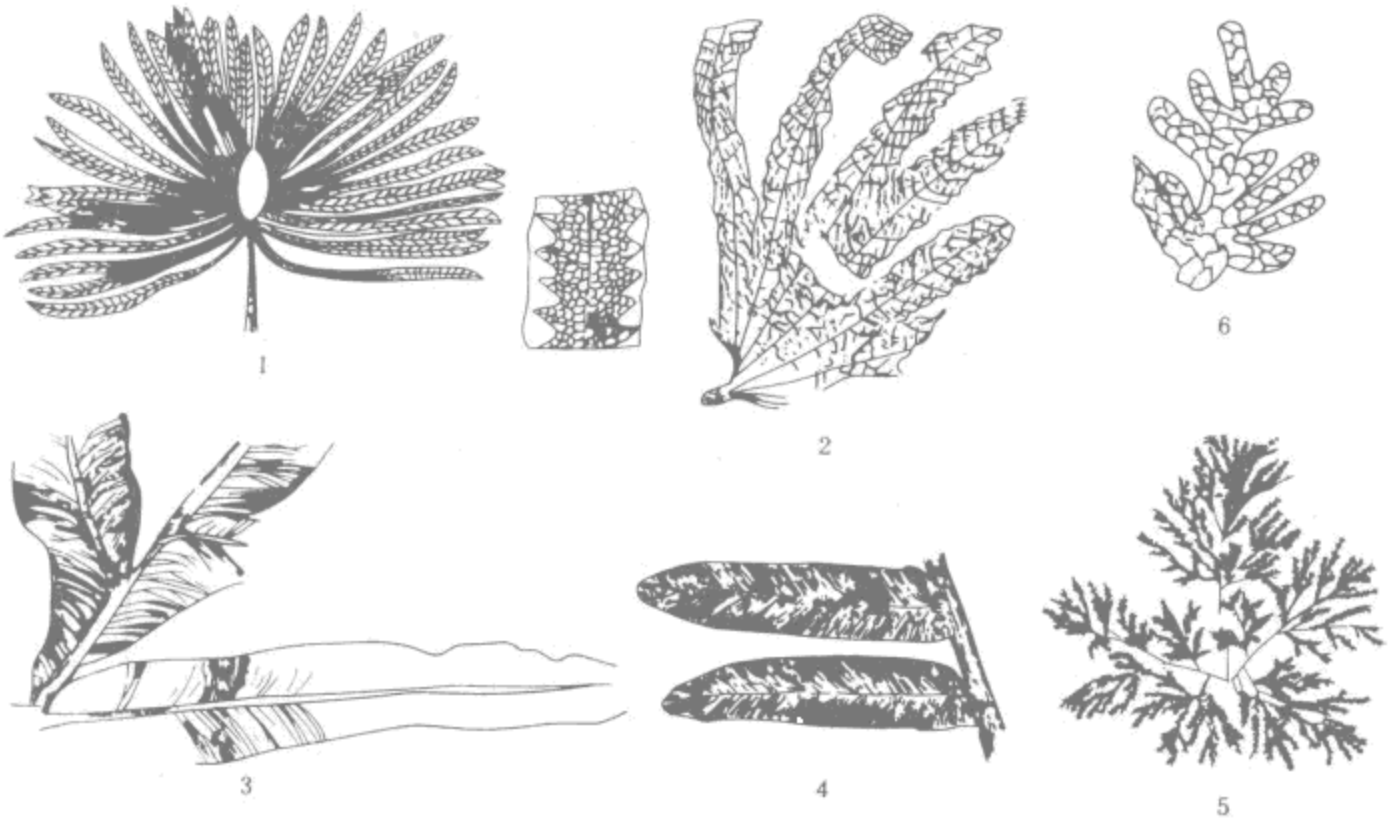


图 14－1　中生代植物化石

1. Dictyophyllum(网脉蕨，T_3)；2. Clathropteris(格脉蕨，T_3)；3. Danaeopsis(拟丹尼蕨，T_3)；4. Bernoullia(贝尔瑙蕨，T_3)；5. Ruffordia(鲁福德蕨，K)；6. Brachyphyllum(短叶杉，K_1)

高等植物又进入新的发展阶段。

二、陆生脊椎动物的发展演化

早、中三叠世脊椎动物是晚二叠世类型的延续与发展，迷齿两栖类和爬行类中的二齿兽类十分繁盛，尤其是二齿兽类中的 *Lystrosaurus*(水龙兽)和 *Cynognathus*(犬颌兽)动物群更引人注目，它们分布于非洲、欧洲、亚洲、南美洲和北美洲，已成为举世瞩目的、重建联合大陆的重要证据之一。三叠纪晚期起，恐龙类的大发展和爬行动物返回海洋生活，标志着爬行动物进入一个新的演化阶段(图 14－2)。

侏罗纪陆生恐龙类中的蜥臀类和鸟臀类极度繁盛，蜥臀类中又分为素食蜥脚类和食肉兽脚类。蜥脚类身体笨重，头小尾长，四足行走，在湖沼地区营"两栖"生活，四川盆地中发现的 *Mamenchisaurus*(马门溪龙)为其代表。兽脚类则前肢特化，以便于捕捉猎物，后肢坚强，牙齿锋利以利于撕咬，如 *Szechuanosaurus*(四川龙)。侏罗纪后期出现的 *Stegosaurus*(剑龙)是鸟臀类的代表。

爬行类中的一部分自三叠纪后期返回海洋生活的鱼龙类，在侏罗纪已成功地占据了海洋领域，它们具有鱼形身体，善于水中游泳但又用肺呼吸，可以 *Ichthyosaurus*(鱼龙)为代表，我国希夏邦马峰三叠系中所发现的 *Himalayasaurus*(喜马拉雅鱼龙)即是原始鱼龙类的代表。空中生活的飞龙类，有适于飞行的不大的形体、加长的前肢及发育的后脑和眼，牙齿也逐渐变得纤细或消失。值得注意的是，在早侏罗世，中国云南发现的类似哺乳类的爬行动物 *Bienotherium*(卞氏兽)，以及发现于德国侏罗纪晚期地层的 *Archaeopteryx*(始祖鸟)和我国晚侏罗世的孔子鸟(*Confuciusornis*)等化石，都说明侏罗纪是生物演化史上的重要过渡时期。

白垩纪爬行动物中的恐龙类突发演变。食肉的兽脚类具有巨大的形体，凶猛异常，如长达 17.5m 的 *Tyranosauurus*(霸王龙)，牙齿锋利如刀，前脚高度弱化以利捕杀其他动物。鸟臀类出现于三叠纪，侏罗纪、白垩纪繁盛，两足行走，脚的三趾构造与现代鸟类相像，形成地层层面上的遗迹化石。包括 *Psittacosurus*(鹦鹉嘴龙)、*Anatosaurus*(鸭嘴龙)，还有甲龙以及在白垩纪后期才开始发展的角龙，都是鸟臀类的代

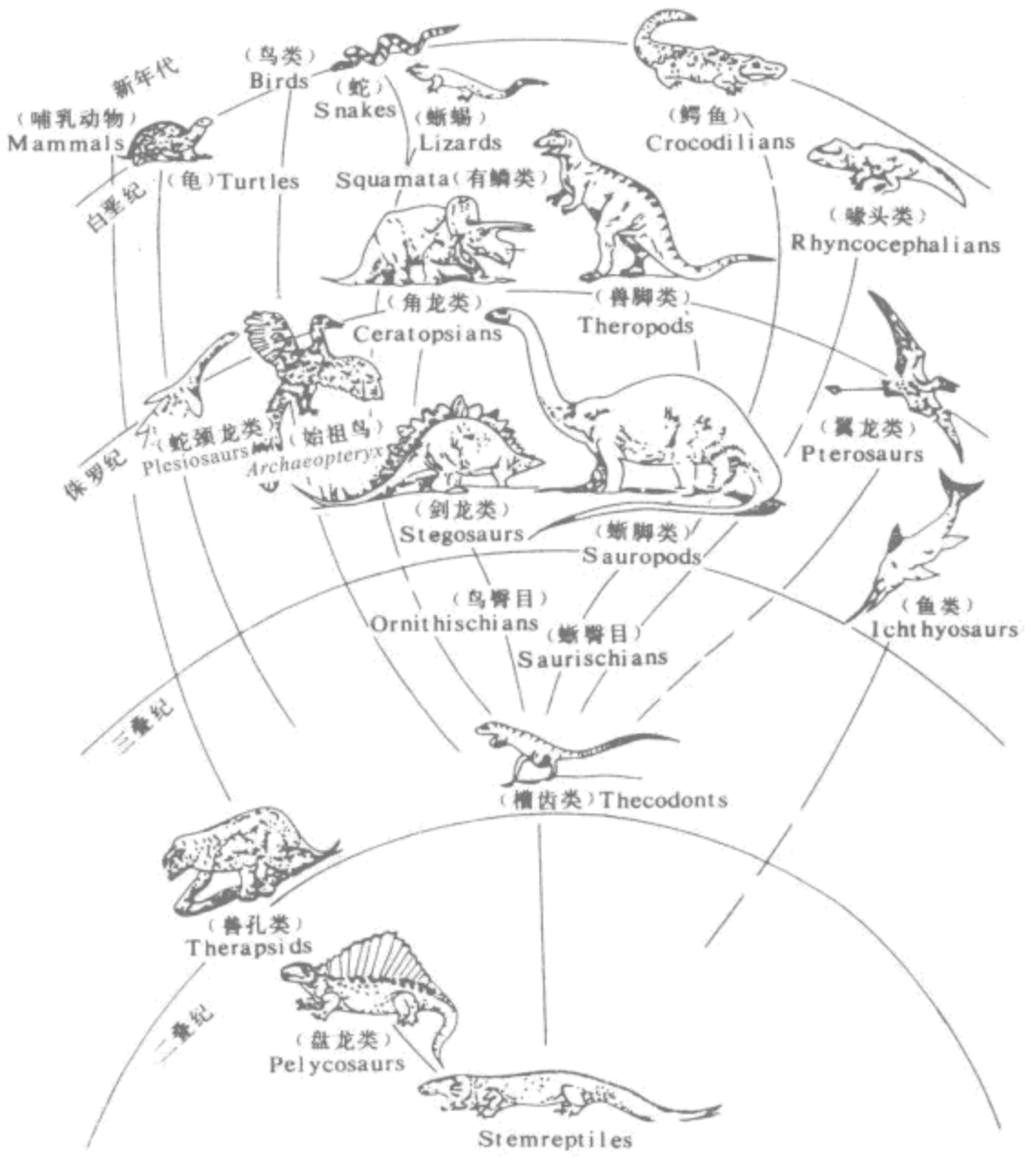


图 14－2　中生代爬行动物概貌

（据傅英祺等，1987）

表，它们以食植物为主，其中形体小者常成为霸王龙的捕捉对象。白垩纪晚期的海生爬行类 *Mosasaurus*（沧龙）代替了早白垩世已灭绝的鱼龙类的位置，飞龙类进一步发展更适合于飞行，如我国新疆发现的 *Dsungaripterus*（准噶尔翼龙），两翼伸开长达 2m，牙也减少，滑翔能力更强。白垩纪末期无论是陆上的恐龙类、空中的飞龙类或海中的沧龙类均全部灭绝。近年来，在我国辽西、蒙古以及俄罗斯和朝鲜等地早白垩世地层中发现大量鸟类化石，包括中国鸟（*Sinornis*）、华夏鸟（*Cathayornis*）、波罗赤鸟（*Boluochia*）及朝阳鸟（*Chaoyangia*），其中朝阳鸟可作为现代鸟的直接祖先代表。

值得提出的是侏罗纪、白垩纪亦是真骨鱼和全骨鱼类繁盛的时期，前者如 *Lycoptera*（狼鳍鱼），后者如 *Sinamia*（中华弓鳍鱼）。继晚侏罗世始祖鸟的出现，白垩纪已出现了真正的的鸟类，晚白垩世还出现了哺乳动物中的有胎盘类。

三、无脊椎动物的发展

1. 海生无脊椎动物

前已述及由于晚古生代末期的生物变革，中生代以菊石类和双壳类的繁盛为特征，其他还有六射珊瑚、箭石、有孔虫、牙形石、腹足类等（图 14－3）。

菊石类曾在晚古生代末期受到巨大的冲击，几乎绝灭，但在三叠纪又迅速发展，成为中生代海相地层中的重要标准化石，尤其是欧洲海相地层分阶和国际地层对比的标准。三叠纪早期的菊石类具简单齿菊

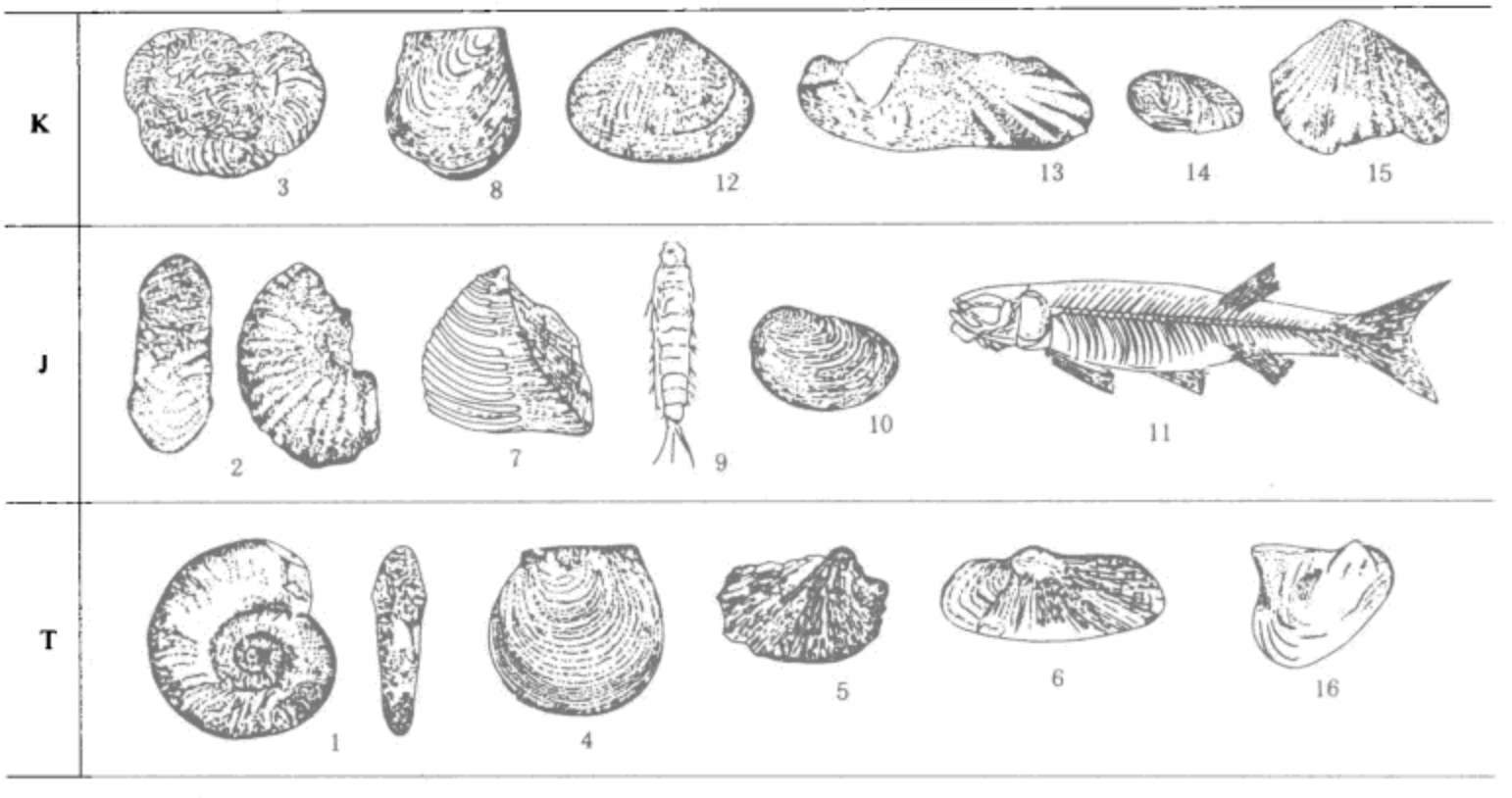


图 14－3　中生代无脊椎动物化石

1. *Ophiceras*(蛇菊石，T_1)；2. *Hongkongites*(香港菊石，J_1)；3. *Nipponites*(日本菊石，K_2)；4. *Pseudoclaraia*(假克氏蛤，T_1)；5. *Myophoria*(褶脊蛤，T_3)；6. *Burmesia*(缅甸蛤，T_3)；7. *Trigonia*(三角蛤，J)；8. *Inoceramus*(叠瓦蛤，K_2)；9. *Ephemeropsis*(类蜉蝣，J_3)；10. *Eosestheria*(东方叶肢介，J_3)；11. *Lycoptera*(狼鳍鱼，J_3)；12. *Trigonioides*(类三角蚌，K_1)；13. *Plicatounio*(褶珠蚌，K_1)；14. *Nippononaiua*(富饰蚌，$K_1^?$)；15. *Pseudohyria*(假嬉蚌，K_2)；16. *Hokeiecllia*(贝荚蛤，P　K)

石式缝合线，壳面纹饰也简单，如 *Ophiceras*(蛇菊石)，三叠纪后期为齿菊石式或菊石式缝合线，壳面具瘤、肋，如 *Paraceratites*(副齿菊石)；侏罗纪菊石具有了复杂的菊石式缝合线，如 *Arietites*(白羊石)、*Hongkongites*(香港菊石)等；至白垩纪菊石类缝合线又趋简单，形状奇特，成不规则形状，直或螺旋状或旋绕状，如 *Baculites*(杆菊石)、*Nipponites*(日本菊石)等。

海相双壳类在中生代亦十分重要，特别是在三叠纪更显繁盛，往往与菊石一起组成重要分阶组合。早、中三叠世有 *Pseudoclaraia*(假克氏哈)、*Myophoria*(*Costatoria*)(褶脊哈)等；晚三叠世以壳饰特殊的 *Burmesia*(缅甸哈)为代表；侏罗纪三角哈科、牡蛎科繁盛；白垩纪则以厚壳类型为特征。

2. **淡水湖生生物组合**

随着陆地的扩大，中生代陆相沉积增加，尤其是亚洲，特别是中国侏罗纪、白垩纪以陆相沉积为主，淡水生物在地层划分、对比中的重要性十分突出，主要为淡水双壳类、腹足类、鱼类、叶肢介、介形虫及昆虫类。晚三叠世常见的有 *Shanxiconcha*(陕西蚌)和 *Unio*(珠蚌)等。早侏罗世有 *Cuneopsis*(楔蚌)等；中侏罗世中国华南、青海、甘肃、新疆等地以 *Lamprotula*(始丽蚌)、*Psilunio*(裸珠蚌)等厚壳、大个体淡水双壳类为代表，同时期在华北、东北地区则以薄壳 *Ferganoconcha*(费尔干蚌)为代表；晚侏罗纪以 *Ephemeropsis*(类蜉蝣)、*Eosestheria*(东方叶肢介)、*Lycoptera*(狼鳍鱼)为代表的生物组合代表了典型的湖泊相，称为 *E.*－*E.*－*L.* 动物群。早白垩世 *Trigonioides*(类三角蚌)、*Plicatounio*(褶珠蚌)、*Nippononaia*(日本蚌或富饰蚌)为代表的生物组合称为 *T.*－*P.*－*N.* 动物群；晚白垩世则以 *Pseudohyria*(假嬉蚌)等为代表。它们在陆相地层划分对比中起着极其重要的作用。

第二节　中国中生代古地理

中国中生代古地理发展可明显地划分为两个阶段：三叠纪，特别是早、中三叠世仍继承了古生代以来

的以秦岭海槽为界所显示的"南海北陆"特征，受中、晚三叠世期间印支运动的影响，华南地区明显海退；侏罗纪、白垩纪则以大兴安岭—太行山—武陵山一线为界，东西两侧古地理特征明显不同。因此，以下按三叠纪和侏罗纪—白垩纪两个阶段来叙述中国中生代古地理特征。

一、三叠纪的古地理特征

中国三叠纪的古地理具有鲜明特点。第一是空间上的三分性，以秦岭—昆仑山为界，"南海北陆"的古地理格局十分注目。南部的海区，以龙门山—康滇古陆为界，东侧为华南稳定浅海，西侧为活动的多岛洋盆地。第二是发展历史上有明显的二分性，尤其在华南地区，以印支运动为转折，早、中三叠世以浅海碳酸盐岩为主，晚三叠世以海陆交互相碎屑岩沉积占优势。

1. 华南浅海区古地理特征及演变

华南浅海区三叠系以西部地区发育较全，其中以黔南贞丰剖面发育最好。该剖面下三叠统包括飞仙关组、永宁镇组；中三叠统包括关岭组和法郎组，上三叠统包括把南组、火把冲组和二桥组。

贵州贞丰剖面三叠系下统飞仙关组以紫红色砂泥岩为主，包括含铜砂岩等，含丰富的底栖双壳类，为滨浅海环境，代表海侵初期的沉积。永宁镇组下部为紫色页岩，上部为泥灰质和白云质碳酸盐岩。永宁镇组顶部及中统下部关岭组角砾状白云岩发育，为膏盐层溶解后的崩塌产物，膏盐沉积说明当时为潮上蒸发环境。中三叠统上部法郎组为正常浅海碳酸盐岩逐渐变为滨浅海碎屑、泥质岩沉积，说明在中三叠世后期海水变浅，海退明显。上统把南组及火把冲组均为海陆交互相砂页岩夹煤层，顶部的二桥组已全部为陆相砂、页岩含煤层，代表了湖沼环境。整个三叠系构成一个完整的沉积旋回。

通过大量的剖面(图 14－4)的分析，可以得出该区三叠纪的古地理特征。

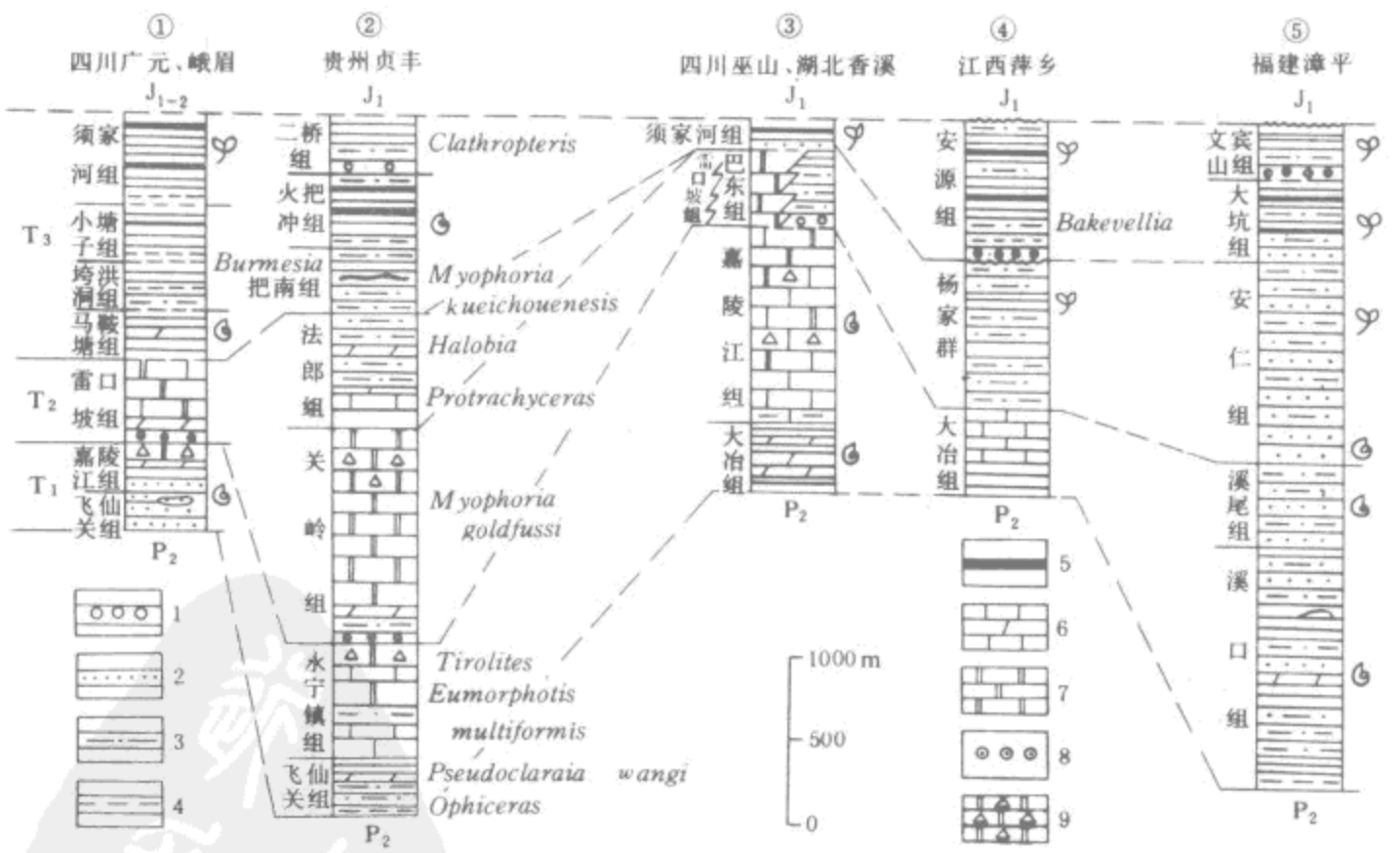


图 14－4 中国东部三叠系柱状剖面对比图(据刘本培等，1986)

1. 砾岩；2. 砂岩；3. 粉砂岩；4. 泥质岩；5. 煤层；6. 泥灰岩、灰岩；7. 白云岩；8. 绿豆岩；9. 角砾状白云岩

早三叠世时江南古陆以西的海相沉积区明显受西侧康滇古陆的影响，自西向东可分为 3 个沉积相带：①大致以四川旺苍、威远、宜宾经贵州普安—云南泸西一线以西，至康滇古陆东缘，以飞仙关组为代表，为滨浅海碎屑岩相带，且近康滇古陆边缘砂岩增多。②向东至通江经南川—贵州黔西一线为泥质、碳酸盐交互组成的含底栖双壳类及菊石的浅海相带。③更东的川东地区以及整个中、下扬子地区为浅海—深浅海碳酸盐

及钙泥质沉积相带。由此可见早三叠世时康滇古陆为华南海盆主要沉积区的碎屑供给区，明显地控制了沉积相带的分布，自西而东海水逐渐加深。江南古陆以东，赣、粤、闽地区靠近华夏古陆，碎屑物质较多，为滨海砂泥质沉积。值得注意的是黔南、桂西的右江地区在早三叠世时是碳酸盐台地中一个裂陷槽，为深水相火山碎屑浊积岩和放射虫硅质岩沉积，裂陷中心部位有火山喷发形成了厚达 1500m 的细碧岩。

早三叠世后期及中三叠世早期，整个华南地区仍为统一海盆，但由于西部龙门山—康滇古陆上升，北缘大巴山古陆的出现，以及南部黔南地区青岩生物礁带的阻隔，使扬子海盆成为半封闭状态，经常出现潮上蒸发环境，白云岩广布，还有盐类沉积。东部古地理特征出现了与早三叠世时相反的情况，由于江南古陆等剥蚀区的上升，为东部沉积区提供了大量岩屑，在中、下扬子地区形成了巴东组紫红色含铜砂岩，赣北、闽中等地亦有滨浅海碎屑沉积。

中三叠世晚期华南地区发生大规模海退，即地史上著名的拉丁期大海退，沉积区明显缩小，浅海区仅存于黔桂地区及龙门山前，可以法郎组和雷口坡组为代表，中、下扬子和闽中地区为海陆交互相碎屑沉积，其余均成为剥蚀区。中三叠世末发生了具有划时代意义的早期印支运动，它不仅使江南古陆以东地区及右江裂陷槽褶皱上升，且深刻地改造了华南地区的构造格局。

晚三叠世华南地区以江南古陆为主体的湘黔桂高地形成，并以此将华南分隔为东西两个海滨沉积区（图 14－5）。西部的海湾在龙门山前及滇黔桂一带，早期的浅海碳酸盐及碎屑沉积中含双壳类 *Burmesia*（缅甸哈）动物群，说明其海侵来自西边的特提斯洋，晚期则成为沉积范围较大的川滇近海盆地，形成了闻名的含 *D.*－*C.* 植物群的须家河组（含煤）。湘黔桂高地以东的海湾为以安源组为代表的海陆交互相含煤沉积，其中含有 *Bakevellia*（类贝莱蛤）为代表的动物群，说明该海槽的海侵来自东部的环太平洋海槽。值得注意的是此时闽西北地区出现一系列北北东向小型内陆新断陷盆地，其中的陆相酸性火山凝灰岩代表了中生代环太平洋火山带最早的记录。

2. **北方古陆的古地理特征**

二叠纪晚期华北板块、塔里木板块与西伯利亚-蒙古板块已连接形成巨大的劳亚大陆的一部分——中国北方古陆，包括西北、华北和东北广大地域，三叠纪仅在一系列大小不等的内陆河湖盆地中保存沉积记录。其中大型河湖盆地有华北西部的陕甘宁（鄂尔多斯）盆地和宁武-沁水盆地，西北地区的准噶尔盆地和塔里木盆地等；华北东部、东北地区以及西北的祁连山、天山等地，则零星分布小型山间盆地。

鄂尔多斯盆地三叠系发育良好，生物化石十分丰富，是中国北部陆相三叠系的标准剖面。下统刘家沟组、和尚沟组为紫红色砂泥质岩，砂岩中多具有交错层理；中统下部二马营组亦为紫红色河湖碎屑岩，含肯氏兽动物群，为干旱气候下的河湖碎屑沉积。中统上部铜川组及上统延长组统称延长群，富含 *Daeniopsis*－*Bernoullia* 植物群，以灰绿、黄绿色砂岩及页岩为主，下部夹黑色油页岩，顶部含煤层，总厚度达 2000m，为温带半潮湿气候环境的大型坳陷盆地。

3. **西南多岛洋的古地理格局**

在我国西南地区，晚古生代形成的古特提斯多岛洋于中生代发生明显变化。

早、中三叠世特提斯多岛洋的主支——澜沧江、昌宁-孟连洋已消减为残余洋盆，近年来在滇西南耿马、澜沧地区及藏东左贡地区发现残余洋盆型硅质岩、细粒碎屑岩沉积，其中的放射虫动物群具有较浓的地方性色彩；金沙江-哀牢山洋继续俯冲消减，并最终闭合；相反，甘孜-理塘洋、怒江洋和雅鲁藏布江洋迅速扩张，放射虫硅质岩和枕状玄武岩发育。这些洋盆之间的微板块古地理特征差别较大，中咱、羌塘、昌都微板块以浅海盆地为主，沉积了灰岩和碎屑岩；怒江洋、雅鲁藏布江洋以北的冈底斯地区、腾冲-波密区为古陆；雅鲁藏布江洋以南的珠峰地区以灰岩沉积为主，代表了冈瓦纳古陆北缘的浅海区，位于南半球（古纬度为 29°S 左右）。

晚三叠世，澜沧江、昌宁-孟连洋和金沙江-哀牢山洋完全封闭；甘孜-理塘洋由扩张转为俯冲消减，并最终闭合；中咱、羌塘、昌都、思茅地区连成一片，早期发育紫红色磨拉石沉积，晚期普遍为滨、浅海环境；冈底斯地区和腾冲-波密地区仍为古陆；雅鲁藏布江洋不断扩大，并造成生物区系的隔离，该洋南北地区生物群明显不同。

图 14－5 为中国晚三叠世古地理图。

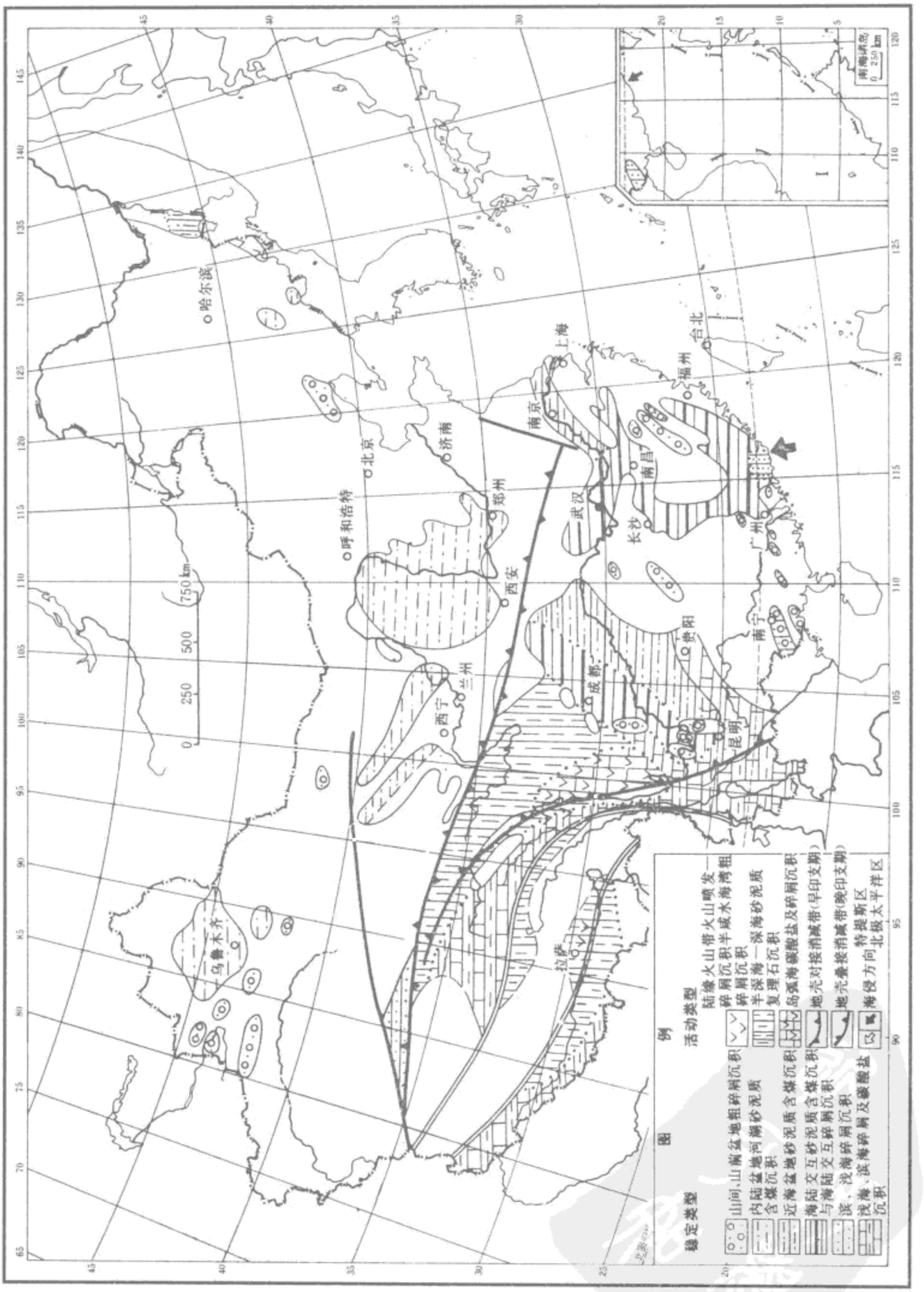


图14-5　中国晚三叠世古地理图（据刘本培等，1986）

二、侏罗纪—白垩纪的古地理

受太平洋和特提斯洋板块俯冲的影响，中国侏罗纪、白垩纪古地理特征也具有明显的三分性，但与三叠纪的三分性完全不同。东部濒太平洋地区，以小型断陷盆地为特征，并发育火山岩沉积；川、滇及西北地区，以大型盆地和山脉间列为特征；青藏地区仍为海洋环境(图 14－6，图 14－7)。

1. 中国东部的古地理特征

大兴安岭—太行山—武陵山以东的沿海地区，地壳构造变动和岩浆活动强烈，发育许多以火山岩沉积为主的小型断陷盆地，形成北起黑龙江畔，南抵东南沿海的火山活动带以及属中生代环太平洋火山活动带的一部分。冀北辽西侏罗系—下白垩统综合剖面，是对若干小型断陷盆地综合研究结果，其岩性十分复杂、厚度巨大。自下而上可依据重要的不整合面将其归纳为 3 个火山喷发-沉积的岩性组合，分别称为北票群、南岭群和热河群（图 14－8）。

下侏罗统北票群包括兴隆沟组和北票组，中侏罗统南岭群包括蓝旗组和土城子组，上侏罗统为热河群下部，包括义县组和九佛堂组。白垩系仅见下白垩统，包括热河群上部(沙海组和阜新组)和孙家湾组。

下侏罗统北票群分布范围零星，其下部的火山岩代表了这一地区中生代最早的，一次规模不大的基性、中基性火山喷发，反映断裂活动可深达上地幔，上部的含煤地层为湖沼环境下的产物，代表喷发期后的相对宁静阶段，地形高差不大，气候温暖潮湿；中侏罗统南岭群分布范围扩大，其下部的火山岩代表规模更大的火山喷发期，其成分以中性为主，亦有少量玄武岩、流纹岩，说明岩浆分异复杂、构造活动增强；上部的沉积地层是又一次宁静期的产物，为山间河流及风成沙漠沉积，说明地形高差较大，地势也较高，气候炎热。中侏罗世末期构造活动加剧(燕山运动Ⅰ)，火山喷发活动规模更大，造成上侏罗统—下白垩统热河群分布范围更广，以明显的区域性角度不整合覆盖于南岭群之上，同时大面积超覆到长期隆起的前古生代变质岩之上。热河群下部大规模分布的火山岩标志着地壳活动的高潮，在喷发的间隙及喷发期后以含煤及油页岩沉积的静水湖泊环境为主，局部为河流沉积，说明当时冀北辽西地区地形平坦、气候潮湿；热河群沉积以后本区普遍上升，断裂活动十分显著，明显的差异升降导致断陷盆地周围强烈上升，粗大的岩块、碎屑快速堆积于盆地边缘的坳陷区内，致使断陷盆地最终填满消失。

该地区火山活动带内侏罗系－白垩系基本上可与上述冀北辽西及松辽地区的侏罗系－白垩系对比。该带内早、中侏罗世火山喷发规模小，华北、华东在喷发间歇期和喷发期后均发育含煤沉积，而东南地区早侏罗世普遍含煤，仅在香港、广东、湘南一带存在海相沉积，但从中侏罗世起普遍为红色沉积。晚侏罗世发生强烈火山喷发，广泛分布于大兴安岭、松辽、阴山及东南沿海一带，形成了规模巨大的兴安、东南沿海火山盆地区(图 14－6，图 14－7)。北部的兴安火山盆地区内，北纬 43°以北，火山岩系中往往夹有可采煤层，而东部的完达山虎林龙爪沟地区，中、晚侏罗世发育海陆交互相含煤沉积，含 *Arctocephalites*(北极头菊石)。东南沿海火山盆地区，晚侏罗世的强烈火山活动及地壳活动，一直延续到早白垩世，浙西地区的建德群以酸性火山岩、凝灰岩、凝灰质砂岩、页岩为主，含东方叶肢介、类蜉蝣、中脐鱼(*Mesoclupea*)等。

早白垩世后期所发生的中期燕山运动(即燕山运动Ⅱ)，在东北、华北及华南地区均有极其重要的影响。自此以后，在早白垩世后期及晚白垩世期间形成了松辽、华北-苏北、江汉大型沉陷盆地；中南地区则为一系列中、小型山间盆地红色河湖碎屑沉积；岩浆活动范围向东迁移局限于长白山以东地区(图 14－7)；在黑龙江鸡西地区、浙东和闽东地区，早白垩世晚期地层不整合覆盖于下伏地层之上。这次构造运动形成的东部大型沉陷盆地，是我国中生代重要的含油气盆地。

2. 西部地区古地理特征

我国西部地区的古地理以大型稳定盆地与山脉间列为特征，主要盆地包括川滇盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、柴达木盆地、河西走廊盆地等(图 14－6，图 14－7)。受气候带的影响，这些盆地的沉积特征不尽相同，古秦岭—古昆仑以北的盆地，下侏罗统和中侏罗统下部为深色碎屑岩沉积，普遍含有重要的煤层；中侏罗统上部至上白垩统地层，普遍为杂色、紫红色碎屑岩沉积，常含有盐类沉积。而古秦岭—古昆仑以

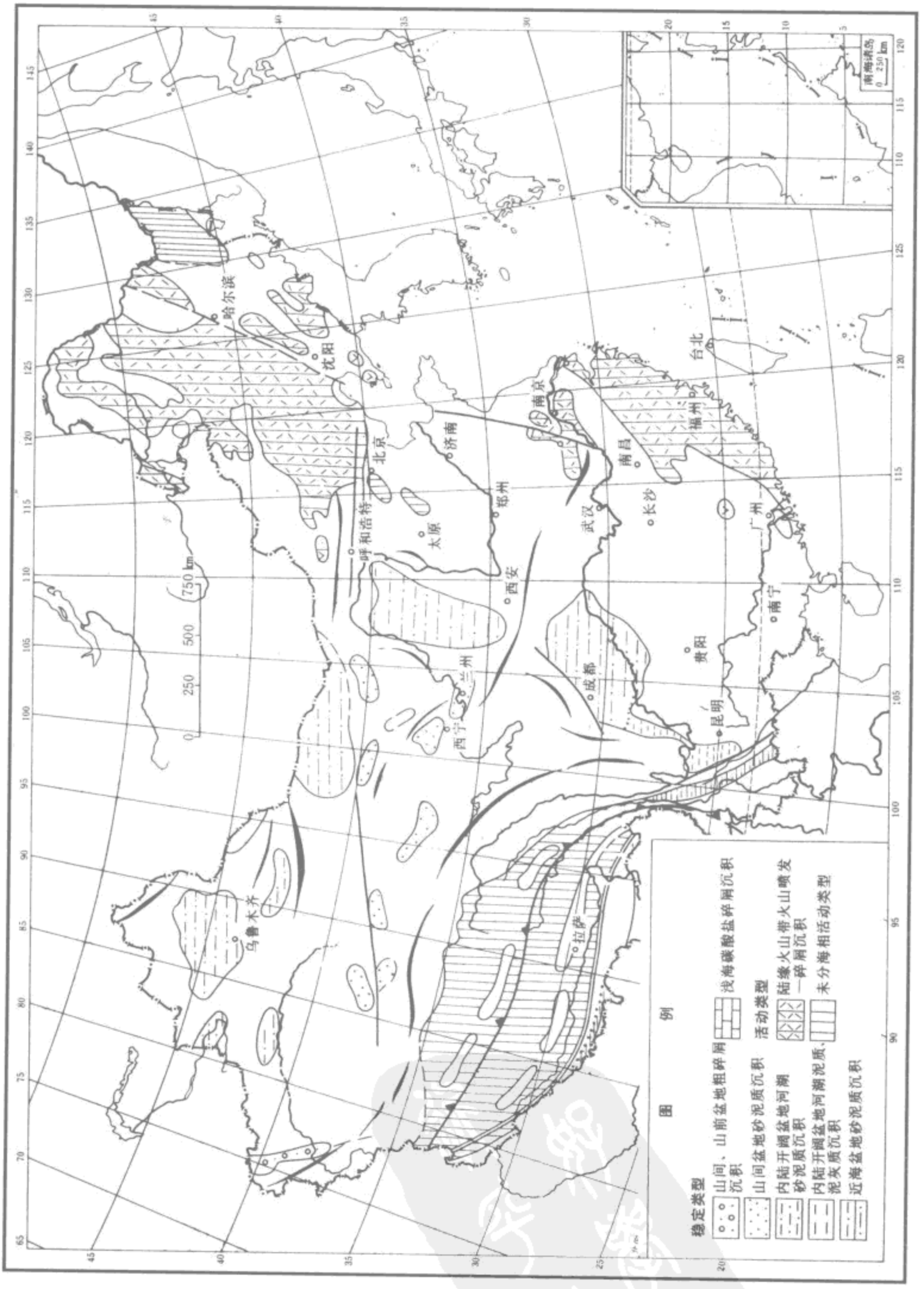


图14-6　中国晚侏罗世古地理图(据刘本培等，1986)

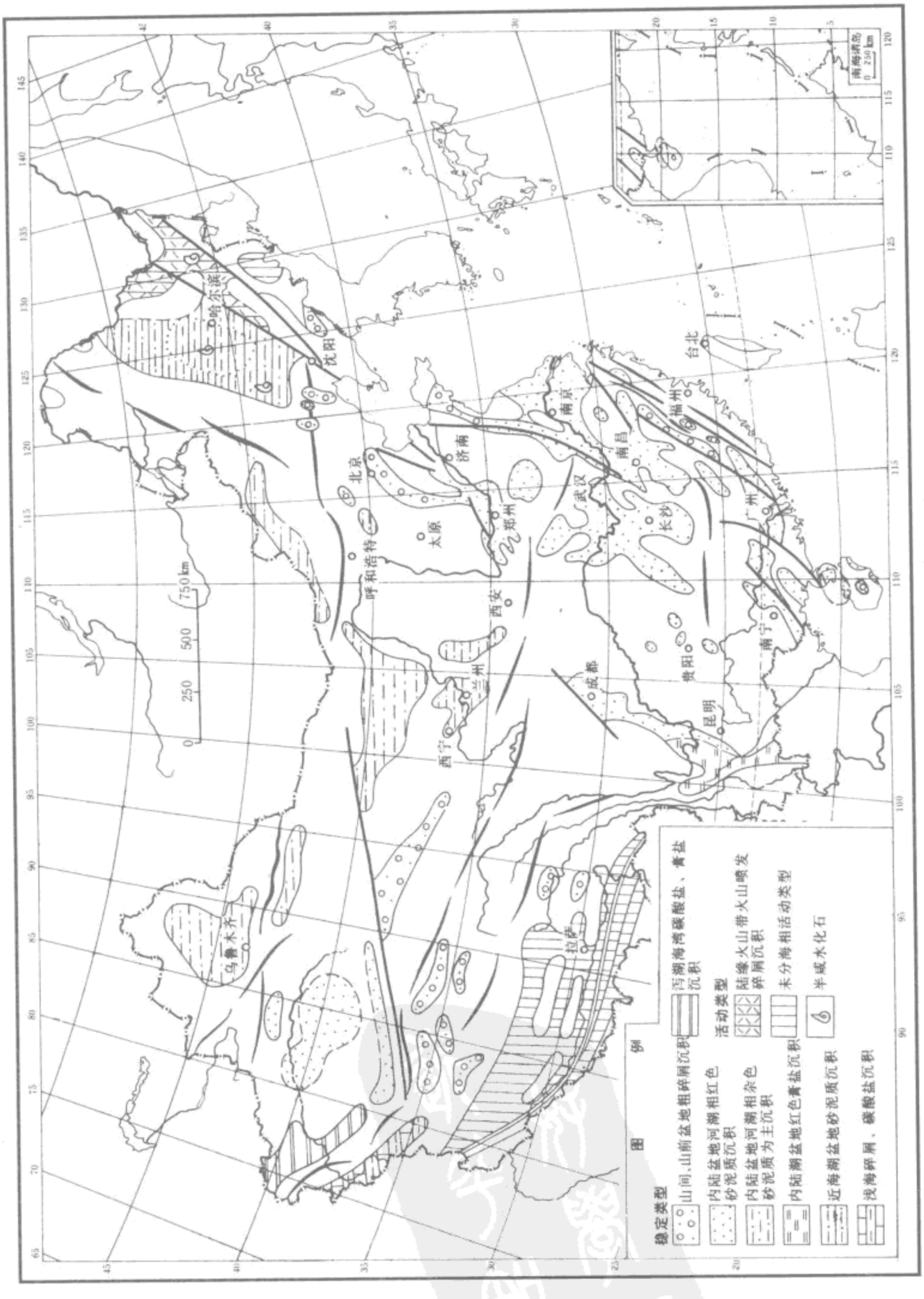


图14-7　中国早白垩世晚期—晚白恶世古地理图（据刘本培等，1986）

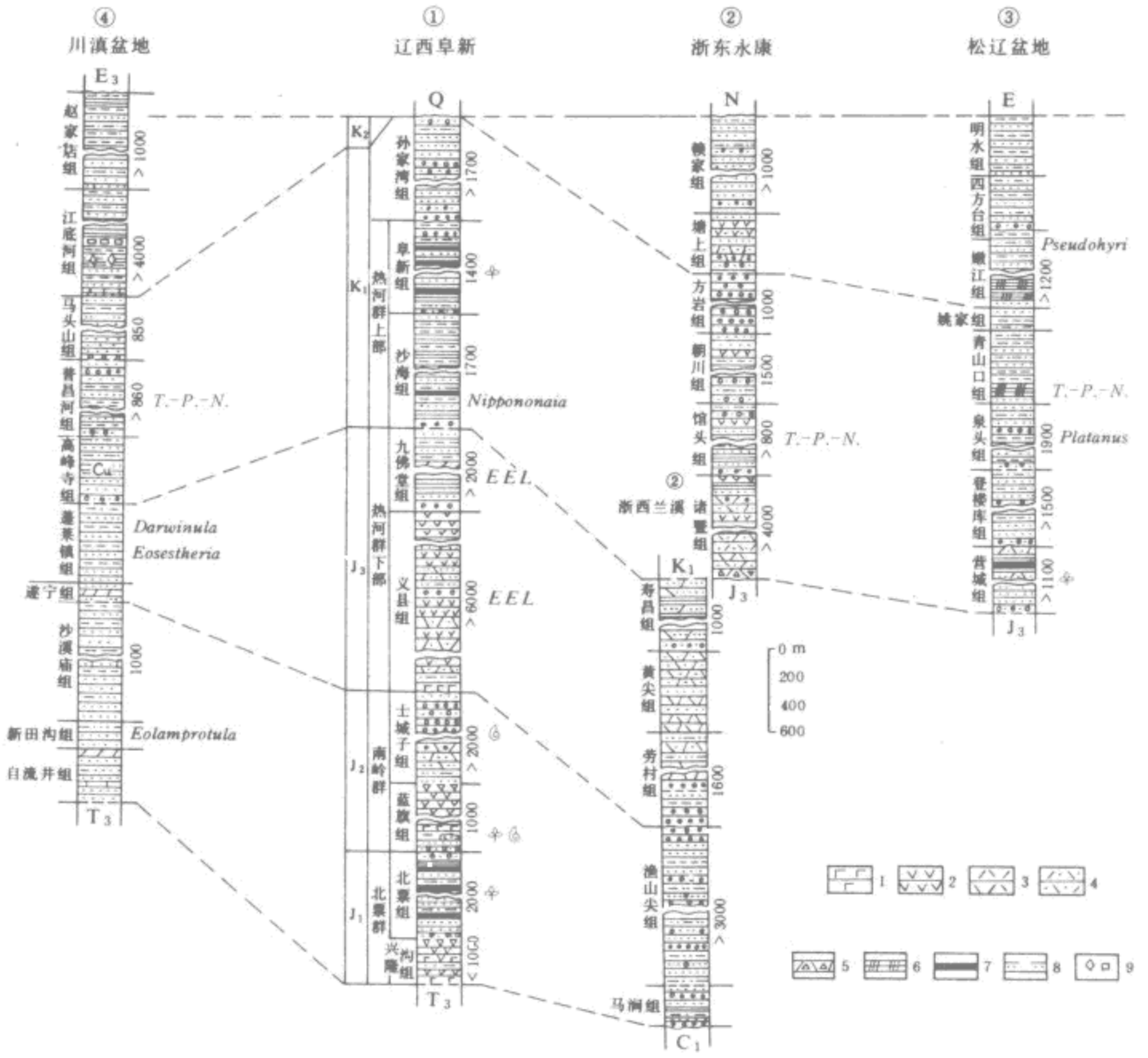


图 14－8　中国东部侏罗系—白垩系柱状剖面对比图(转引自全秋琦等,1989)

1. 基性火山岩;2. 中性火山岩;3. 酸性火山岩;4. 酸性凝灰岩;5. 火山角砾岩;6. 油页岩;7. 煤层;8. 含铜砂岩;9. 膏盐

南的川滇盆地侏罗系、白垩系普遍为紫红色及杂色碎屑岩沉积,其地层和沉积特征如下(图 14－8):下侏罗统自流井组以紫红色砂岩、泥岩为主,夹杂色层及多层介壳泥灰岩、薄煤层、赤铁矿层和菱铁矿。中侏罗统下部新田沟组为紫红色粉砂岩,含厚壳始丽蚌动物群;上部沙溪庙组为含叶肢介紫红色泥岩夹灰色砂岩,该组上部产 *Mamenchisaurus*(马门溪龙)动物群。上侏罗统下部遂宁组以棕红色泥岩为主,含石膏层;上部蓬莱镇组以棕红色、棕紫色泥岩、砂岩为主,含叶肢介、介形虫等。下白垩统下部高峰寺组为浅灰色、灰黄色、灰绿色厚层石英砂岩、含铜砂岩,化石稀少;上部普昌河组以紫红色－杂色泥岩为主,夹泥灰岩和泥质砂岩及含铜砂岩,富含 *T.－P.－N.* 动物群。上白垩统下部马头山组以紫红色、暗紫色厚层砂岩为主,夹砂砾岩、泥岩,泥岩中富含双壳类化石;上部江底河组以红色泥岩为主,夹杂色泥灰岩条带层,上部含膏盐层,杂色层中含叶肢介、介形虫、孢粉和鱼类。

川滇盆地自晚三叠世形成雏形,侏罗纪为盆地发育最盛时期,白垩纪时盆地逐渐缩小,以致最后消失。该盆地的发展历史明显地受着当时所处气候条件及盆地周围地形的控制。早侏罗世时,大部分地区可以自流井组为代表,为紫红色及杂色沉积,但在盆地的东北部鄂西及川北广元一带为含煤沉积。盆地西北部边缘带则由于邻近古大巴山和古秦岭,碎屑物质较多,以滨湖砂砾沉积为特征,在川中及滇中地区则为泥

灰岩相分布区，说明盆地存在两个湖心相沉积区。中侏罗世起川滇盆地逐渐受干燥气候的控制，至晚侏罗世普遍为红色泥岩及砂岩夹石膏沉积，显示了燥热气候特征。

白垩纪时由于北部大巴山和南部哀牢山的明显隆起，盆地沉积范围显著缩小（图 14－7），仍处于干燥气候条件下，沉积区内为红色砂、泥河湖相沉积。早白垩世川北广元一带为红色含砾粗碎屑沉积（城墙崖群），显示古龙门山上升并遭受剥蚀，晚白垩世的红色河湖沉积（江底河组）中常夹泥灰岩及膏盐层，为咸化湖泊的沉积，南部滇西思茅地区，白垩纪时以陆相沉积为主，但夹多层海泛层，含有咸水双壳类，说明当时特提斯海水可通过中南半岛地区涉及到此。白垩纪后期盆地显著萎缩。

3. **青藏特提斯洋古地理格局**

青藏地区侏罗纪、白垩纪古地理的演化，以班公湖-怒江洋逐步闭合和雅鲁藏布江洋的进一步扩张为特征。

班公湖-怒江带北侧的羌塘—唐古拉地区，印支运动后已经成为古亚洲大陆的一部分，中侏罗世发育巨厚海相至海陆交互相沉积（雁石坪群），陆相夹层所产始丽蚌淡水双壳动物群已与华南、西北地区一致。

班公湖-怒江带的东巧地区，已发现侏罗纪蛇绿岩套（包括席状岩墙、枕状玄武岩和放射虫硅质岩），其上被晚侏罗世拉贡塘组的底砾岩不整合覆盖。证明由于冈底斯地块向北拼合增生于古亚洲大陆南侧，班公错-怒江小洋盆晚侏罗世起已经转化为地壳叠接缝合带。冈底斯微板块早白垩世发现亚洲特有的淡水蚌类 *T.* －*P.* －*N.* 动物群，证明已属北方大陆范畴，古亚洲大陆南缘已达以雅鲁藏布江带为代表的新特提斯洋北岸（图 14－7）。

雅鲁藏布江沿线的含白垩纪放射虫硅质岩的蛇绿岩套和混杂堆积，代表当时特提斯洋壳俯冲消减的海沟部位；北侧的冈底斯带晚白垩世至新近纪出现火山弧型安山岩、流纹岩喷发和岩浆侵入，代表火山岩浆弧部位；再向北的藏北陆棚海域可代表陆壳基底上的弧后型安山岩、流纹岩喷发和岩浆侵入，代表火山岩浆弧部位；更北的藏北陆棚海域可代表陆壳基底上的弧背盆地（余光明等，1990）。上述构造古地理格局证明，特提斯洋壳自白垩纪中期开始向北俯冲、消减，转化为太平洋型（安第斯式）主动大陆边缘（图 14－9）。

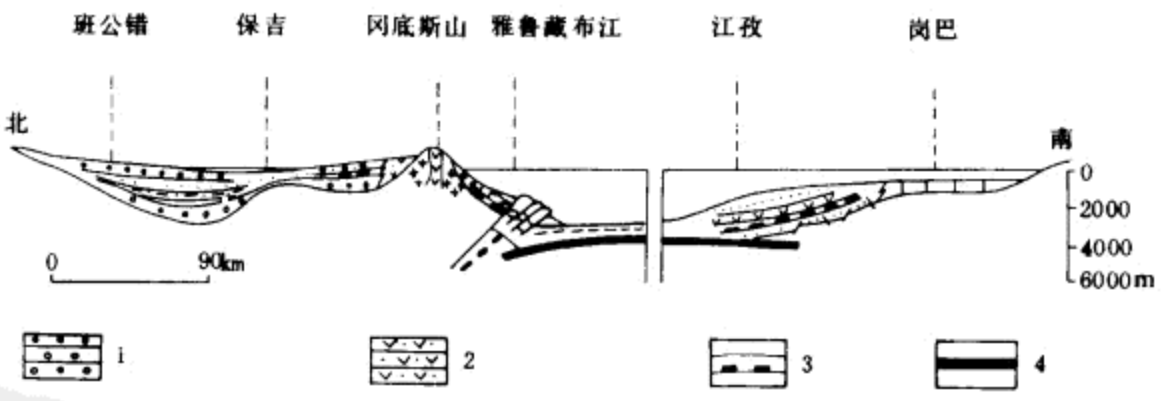


图 14－9　晚白垩世西藏地区沉积示意剖面图（据刘训，1984）

1. 陆相安山质火山碎屑岩；2. 陆相砾岩及砂砾岩；3. 硅质岩；4. 洋壳

雅鲁藏布江南岸的江孜、拉孜一带，侏罗系--白垩系以杂砂岩、黑色页岩、放射虫硅质、基性火山岩为主，常见复理石韵律或滑塌岩块，代表印度板块北缘被动大陆边缘自陆棚下部至陆坡、深海洋盆的沉积记录。

在珠峰北坡的聂拉木、岗巴、定日地区，发育良好的侏罗系、白垩系，以灰岩、生物碎屑灰岩和砂页岩为主，含有丰富的菊石、有孔虫、双壳类、海胆等化石，代表了印度北部边缘地区滨、浅海至大陆坡环境的沉积。

第三节 中生代的古构造与古气候

一、印支运动及板块拼合作用

法国地质学者 Fromaget(1934)把印支半岛晚三叠世的两个造山幕命名为印支褶皱，黄汲清(1945)采纳此名，把中国境内三叠纪发生的地壳运动命名为印支运动，得到我国地质工作者的承认和广泛应用。

在我国，印支运动在扬子板块西缘、西北缘的三江、巴颜喀拉－松潘、秦岭地区表现最为强烈，形成规模宏大的印支褶皱带，使华南板块、羌塘微板块及三江地区的一些微板块与劳亚大陆拼合，并导致古亚洲大陆向南扩张。近年来的研究还表明，在扬子北缘的西秦岭和南缘的南盘江、右江地区，早、中三叠世还存在规模不等的深水盆地，直至印支运动才使得扬子板块与华北板块、越北古陆真正拼合。

另外，在环太平洋地区的俄罗斯远东地区、日本列岛、印尼诸岛和北美科迪勒拉山脉及我国的那丹哈达地区，也受到印支运动的重要影响，联合古陆也正是从三叠纪晚期以来逐步分裂的。如果我们把三叠纪以前的地壳构造发展史看作是联合古陆逐渐增生、扩大和形成的阶段，那么三叠纪以后则进入联合古陆逐渐分裂、漂移的新阶段。由此可见，印支运动正处于全球地壳演化的重大转折期，具有划时代的重大意义。

印支期岩浆侵入亦有相当的规模，其同位素年龄为 190～230Ma。中国印支期花岗岩主要分布在秦岭、三江、华南和长江下游地区，与钨、锡以及其他多金属矿产有关。三江及藏北地区有印支期基性、超基性岩体，与铜、镍及石棉等矿产有关。

二、燕山运动及板块的变形、拼合作用

燕山运动由翁文灏于 1927 年以燕山为标准地区创名。目前一般认为，燕山运动为整个侏罗纪、白垩纪期间广泛发育于我国全境的重要构造运动，主要表现为褶皱断裂变动、岩浆喷发和侵入活动及部分地带的变质作用。燕山运动由 3 个主要构造幕组成(表 14－1)，其中以第二期运动最为强烈，影响也最广。

表 14－1 中生代的地壳运动及构造阶段划分

(据《中国地理图集》，1985)

构造阶段		地质时代	构造运动
喜马拉雅阶段		晚白垩世晚期(K_2^3)	燕山Ⅲ期运动 燕山Ⅱ期运动 燕山Ⅰ期运动 印支运动
燕山阶段	晚期	早白垩世中期 晚白垩世中期($K_1^2-K_2^2$)	
	中期	晚侏罗世 早白垩世早期($J_3-K_1^1$)	
	早期	早侏罗世 中侏罗期(J_1-J_2)	
印支阶段		晚三叠世(T_3)	

在不同的构造部位，燕山运动的强度和形式有着明显的差别。在大兴安岭－太行山以西地区，构造活动较弱，缺乏岩浆活动和地层褶皱；以东地区，构造活动较强，具体表现为地壳破裂，形成许多断陷盆地，盆地内广泛发育火山岩沉积，地层强烈变形褶皱，形成分布广泛的不整合接触关系，并且地层发生不同程度的变质；那丹哈达和台湾地区形成非常发育的构造混杂岩。这些变化是太平洋板块与亚洲板块之间作用的结果。

强烈的岩浆活动形成了举世闻名的环太平洋金属成矿带，中国东部岩浆活动的高峰期为 170～140Ma 和 130～90Ma 两期，与此相关形成的铅、锌、钼、锡矿及长江中下游的铜铁矿床，都是该成矿带的组成部分。

三、青藏地区的板块拼合过程

三叠纪晚期，羌塘微板块已经拼贴到亚洲板块上，冈底斯微板块仍位于南半球，班公湖－怒江洋横于赤

道附近，珠峰地区（印度板块的北缘）位于南缘 30°。侏罗纪，冈底斯微板块迅速向北漂移，于侏罗纪末期与羌塘微板块拼合，班公湖-怒江洋消失，而珠峰地区仍位于南半球，雅鲁藏布江洋成为特提斯洋的唯一通道。白垩纪，雅鲁藏布江洋板块向北俯冲于冈底斯微板块下部，形成混杂堆积，但在白垩纪该洋盆一直没有闭合。

四、中生代的古气候

从全球来看，中生代古气候明显地分为三大阶段，早、中三叠世是地史上著名的干旱广布时期；晚三叠世—中侏罗世则以潮湿气候为特征，欧亚大陆上成煤环境广布，以膏盐沉积和风成砂岩为代表的干燥气候仅见于冈瓦纳大陆内部和北美西部；晚侏罗世—白垩纪气候又转为干燥，并由老到新，干燥气候带不断扩张。中生代气候另一特征则是全球温暖，两极未见冰川沉积，珊瑚礁已延伸到北纬 70°。

中国中生代气候变化与全球气候变化规律一致。早、中三叠世为干燥气候时期，在南方出现飞仙关组杂色沉积和后期的含石膏沉积，在北方出现紫红色、杂色碎屑—泥质沉积。晚三叠世—中侏罗世早期，南、北方普遍发育含煤沉积，为潮湿气候期，其中北方植物群以真蕨类和银杏类为主，松柏类次之，苏铁类比较贫乏，为温暖潮湿气候区；而南方植物群以苏铁类最为发育，真蕨类、银杏类和松柏类均次之，说明当时气候为湿润的热带、亚热带特征。中侏罗世晚期—晚白垩世，干湿气候带分界线逐渐北移。中侏罗世晚期，以阴山为界，以北的华北北部及东北地区发育以银杏类为主的植物群和煤层，显示了温湿气候特征，阴山以南的华北大部及西北地区为杂色沉积，植物群以松柏类最为发育，为温带半潮湿气候。晚侏罗世—早白垩世，分界线向北移至东北南部，东北北部为温带成煤气候区，东北南部、华北、西北地区为温带半干旱、半潮湿气候。晚白垩世，潮湿气候区进一步向北退缩。华南、西南地区一直为热带、亚热带干旱气候，是盐矿重要的成矿期。

第四节　中生代沉积矿产及分布

中国中生代的沉积-层控矿产较为丰富，已知有煤、油页岩、石油、天然气、盐岩、卤水、石膏、铁、锰、铝土矿和含铜砂岩等十余种，以煤、石油、天然气、盐类、铁最为重要。

煤：晚三叠世中国南、北方均为聚煤期。华南为海陆交替或近海环境，含煤丰富，煤质较好（如湘中、赣北地区安源群下部煤层）。华北、西北和东北地区晚三叠世广泛分布陆相含煤盆地，但煤质较差。早、中侏罗世是我国重要成煤期之一，聚煤区主要分布在北方，可以辽西北票组、北京门头沟组、晋北大同组、陕北延安组以及新疆八道湾组和西山窑组为代表，都形成大型煤田。华南地区早侏罗世仍有含煤沉积，但规模及质量均不及晚三叠世。早白垩世早期，东北及华北北部广泛分布重要的含煤沉积，可以沙海组、阜新组、城子河组为代表。

石油、天然气：扬子浅海的川东北地区，早三叠世晚期嘉陵江组是有名的天然气储集层。松辽盆地的松花江群是著名大庆油田的生油层和储油层，也是世界上有代表性的陆相夹过渡相大型油田。塔里木西南缘的英吉莎群代表浅海及滨海（泻湖）型重要油田。

膏盐：扬子浅海在早三叠世晚期至中三叠世初期普遍出现咸化泻湖环境，并有石膏矿产形成。在上扬子海盆的川中地区，还共生有盐岩和卤水，是寻找钾盐的远景区。华南晚白垩世红层中常有重要的盐岩矿产，如滇中的江底河组、湖南的衡阳群就是其中的代表。

第十五章 新生代的古生物、古地理和古构造

新生代包括古近纪、新近纪和第四纪，是地球历史中最近 65Ma 以来的地质时期，内部进一步划分为 7 个世(表 15－1)。新生代古生物、古地理、古气候、古构造较中生代均发生了重要变化。生物界以哺乳动物和被子植物大发展为特征，被称为哺乳动物时代或被子植物时代，其中第四纪由于人类的出现和发展，称为人类时代。古气候的重要事件是第四纪冰川的形成。古地理、古构造的重要变革发生在中国古大陆的西南缘和东南缘。在西南缘由于始新世晚期印度板块与古亚洲板块的最终对接碰撞，导致新近纪以来青藏高原的急剧抬升和喜马拉雅山世界屋脊的形成，在东南缘最重要的事件是大陆边缘裂陷和弧后扩张，并形成了许多规模大、沉积厚的盆地，如渤海湾盆地、东海盆地、南海盆地等，它们蕴藏了我国重要的油气资源。

表 15－1 新生代的地质时代划分

代	纪	世		代号	年龄值(Ma)
新生代	第四纪	全新世		Q_4	0.01
		更新世	晚	Q_3	
			中	Q_2	
			早	Q_1	1.75
	新近纪	上新世		N_2	5.3
		中新世		N_1	23.5
	古近纪	渐新世		E_3	33.7
		始新世		E_2	53
		古新世		E_1	65

第一节 新生代的生物界

新生代生物界总貌与现代相近，脊椎动物的哺乳类空前大发展，取代了中生代十分繁盛的爬行类；无脊椎动物以双壳类、腹足类、介形类占主要地位，中生代海洋中繁盛的菊石、箭石等已经绝灭；植物界中被子植物全面发展，而中生代占统治地位的裸子植物大量衰退。

一、脊椎动物的变革与演化

新生代新兴的哺乳类占居了地球上各个生态领域，尤其是有胎盘类(真兽)的进化、辐射最为明显，如空中飞行的翼手类，水中游泳的鲸类以及陆地行走奔跑的食肉类、食草类等。无胎盘的有袋类主要繁盛于与其他大陆隔绝的澳洲地区。哺乳动物的演化表现为：古近纪以古有蹄类和肉齿类等古老类型较繁盛为特征，含有较多地方性的土著分子；新近纪以偶蹄类大发展和象的迅速演化为特点，随着各大陆的沟通，陆生哺乳动物趋同性逐渐明显；第四纪以出现现代生物属种为特征，人类的出现和发展是本阶段的重要事件(图 15－1)。

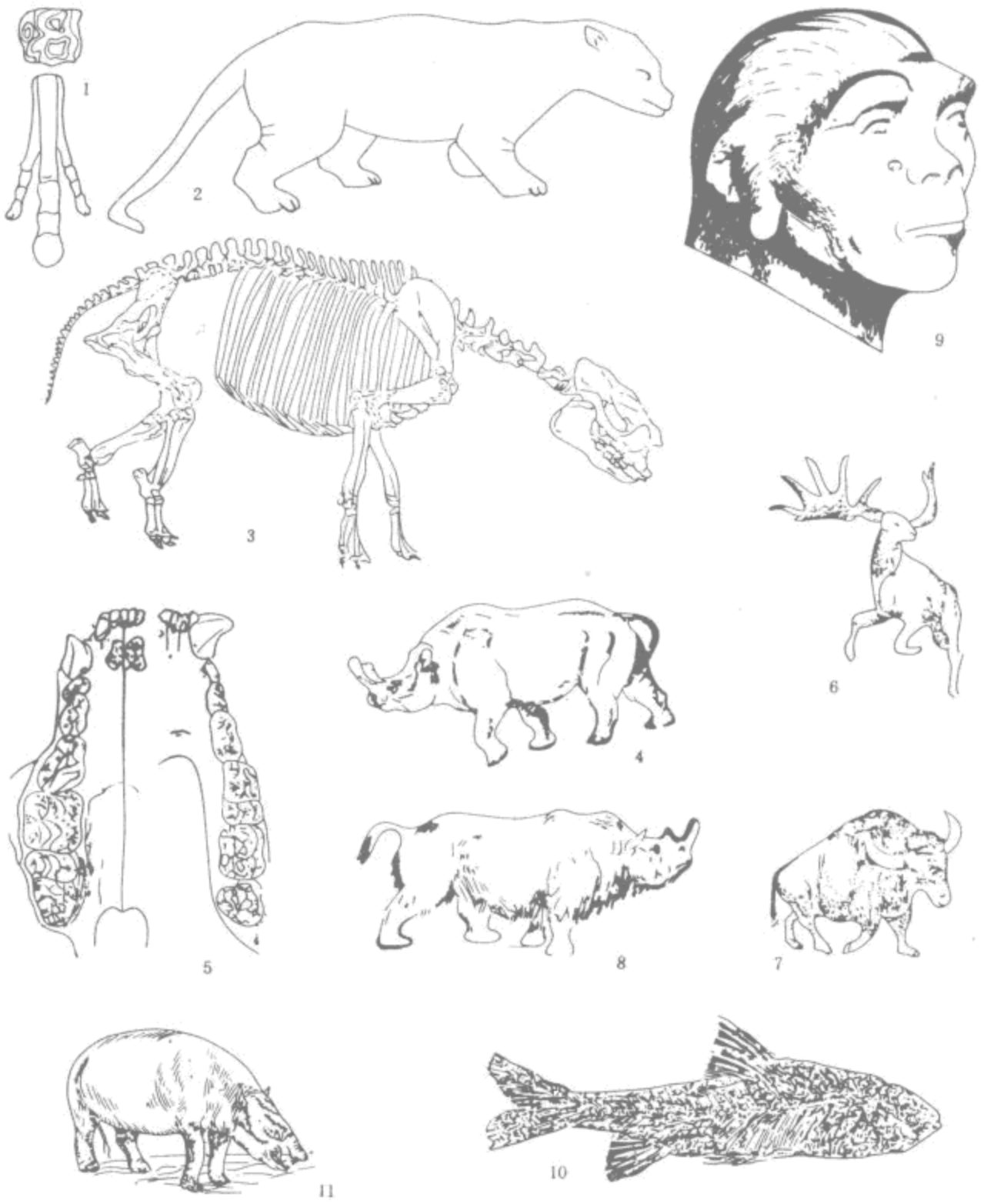


图 15－1　新生代脊椎动物

1. *Hipparion*(三趾马)；2. *Bemalambda pachyosteus*(肿骨阶齿兽；E_1)；3. *Amynodon mongolinensis*(蒙古两栖犀，E_2)；4. *Eotitanops*(始雷兽，E_2)；5. *Ailuropoda melanoleuca*(大熊猫，Q)；6. *Megaloceros pachyosteus*(肿骨大角鹿，Q)；7. *Bison*(野牛，Q)；8. *Coelodonta antiquitatis*(古披毛犀，Q)；9. *Homo erectus pekingensis*(北京直立人，Q_1)；10. *Barbus brevicephalus*(短头鲃鱼，N)；11. *Moeritherium*(始祖象，E)

1. 古近纪早期古有蹄类及肉齿类的繁盛

古有蹄类是以植物为食的有蹄哺乳动物，它们从原始食虫类祖先演化而来，与现代哺乳动物没有直接系统关系。它们与后来的有蹄类(奇蹄类、偶蹄类)相比，一般个体较小、齿比较原始，四肢和脚粗短，比较笨拙，包含几个平行进化的不同类别，如我国古新世的 *Bemalambda*(阶齿兽)，个体大小如狼。早始新世的 *Coryphodon*(冠齿兽)，体形笨重，短壮的四肢和宽阔的脚，不能迅速奔跑。此外，亚洲特有的狍兽类(Anagalida)也是已灭绝的古老类型哺乳动物，它们在古近纪早期很繁盛，个体与兔相近，我国华南有不少发现。肉齿类(Creodonts)捕食其他原始食草动物，一般构造原始，四肢比较短而粗，趾(指)具爪，但仍像蹄，如始新世的 *Hyaenodon*(鬣齿兽)。

2. 古近纪中、晚期奇蹄类的高度发展和肉食类的繁荣

进步的有蹄类(奇蹄类、偶蹄类)及食肉动物裂脚类(Fissipedia)高度发展而替代古老类型的古有蹄类和肉齿类,是本阶段哺乳动物的重要特点。这些食肉动物(犬、熊、浣熊、灵猫、鬣狗、猫等)是从晚始新世和早渐新世直到现代一直占优势的陆生肉食类,分布十分广泛。啮齿类、长鼻类和灵长类的发展使动物群更为丰富,现代哺乳动物的祖先已基本出现。本阶段是奇蹄类演化发展的极盛时期,进化很快、分化门类很多(包括马、雷兽、爪兽、犀等)。大部分奇蹄类(如雷兽、爪兽、蹄齿类及两栖犀)在古近纪末期灭绝,只有那些适应演化非常成功的奇蹄类(如马)才一直生存到现在。雷兽类(Brontotheres)出现于始新世早期,个体很小,与狐狸差不多,到渐新世中期繁盛到顶峰时,个体笨重而巨大,肩高可达 2m 以上,但很快灭绝。两栖犀类(Amynodonits)是已绝灭奇蹄类的另一代表,从晚始新世兴起的 *Amynodon*(两栖犀)一开始就是粗大而笨重的动物,四肢一般短而宽,而前臼齿及门齿极端退化,到渐新世不久即灭绝。

马的演化主要是体形的增大、脚趾的减少和齿的进化。早始新世的 *Hyracotherium*(始马)个体如犬,前脚四趾,后脚三趾,齿未特化。渐新世的 *Miophippus*(中新马)个体可达羊大,脚的长度增加,前后肢的侧趾退化均变为三趾,所有趾都着地,但中趾比侧趾大得多。中新世起马类开始适应草原生活,如 *Merychippus*(草原古马)体形开始增大,到中新世结束时,更为进化,仅中趾着地,如 *Hipparion*(三趾马)。到第四纪演化为单趾的 *Equus*(真马)。

3. 新近纪偶蹄类的大发展和象的迅速演化

偶蹄类一般每脚有 2 或 4 个趾,脚的中轴在第三和第四趾上,多数具有反刍功能。偶蹄类与奇蹄类都于始新世兴起,但古近纪是奇蹄类的繁荣时期,而偶蹄类在新近纪大为繁盛。本阶段肉食类继续发展,奇蹄类中的马及犀等在鉴定地层时代上仍比较重要。

象(长鼻类)的演化主要反映在齿及头骨方面。晚始新世至早渐新世的 *Moeritherium*(始祖象),个体大小如猪,没有巨大的门齿及长鼻,臼齿只有两个横脊,新近纪和第四纪更新世演化出不同的分支,门齿逐渐增大,臼齿的齿脊数不断增加,上新世以前齿脊大都在 5 个以下,更新世多数在 10 个以上(最多达 30 个)。由于象的演化快,分布广(除澳洲外遍布全世界),具有重要的地层划分对比意义。

4. 第四纪哺乳动物的南北分异和属种现代化

第四纪动物群以出现大量现代属种为特色,由于大陆古地理、古气候的变化,本时期动物群又逐渐显露出南北分异(表 15-2)。

表 15-2 中国第四纪动物群

时代		距今年龄 (10ka)	哺乳动物群	
			北 方	南 方
全新世		1		
更新世	晚期		山顶洞动物群 峙峪动物群 萨拉乌苏动物群 许家窑动物群 丁村动物群	柳江动物群 长阳动物群
	中期		周口店动物群	万县盐井沟动物群
	早期	175.0	泥河湾动物群	柳城巨猿洞动物群

早更新世可以秦岭、淮河为界分为南、北两个动物群:北方(河北阳原)的泥河湾动物群,既有新近纪残留的 *Proboscidipparion*(长鼻三趾马),又有新出现的 *Bison*(野牛)、*Equus sanmeniensis*(三门马)等;南方(广西)的柳城动物群,其中既有新近纪残留的 *Stegodon preorientalis*(前东方剑齿象),又有新出现的 *Equus yunnanensis*(云南马)、*Gigantopithecus blacki*(步氏巨猿)等。虽然,早更新世为南、北两个动物群,但南、北动物群中仍有一些共同属种,说明两个动物群之间仍有一定联系。更新世中期动物群特点是:有少量的新近纪残留分子和相当数量的现代类型,南、北动物群差别相当明显。代表北方的周口店动物群,

含有 *Megaloceros pachyosteus*(肿骨大角鹿,俗称肿骨鹿)、*Hyaena sinensis*(中国缟鬣狗)和 *Coelodonta antiquitatis*(古披毛犀)等北方特有的类型;南方以万县盐井沟动物群为代表,包含有 *Ailuropoda melanoleuca*(大熊猫)及 *Stegodon orientalis*(东方剑齿象)等南方特有的属种。更新世晚期,以大量出现现生属种,但尚存有现在已灭绝的属种为特征,北方以萨拉乌苏动物群及丁村动物群为代表,包含有 *Megaloceros ordosianus*(鄂尔多斯大角鹿)、*Crocuta ultima*(最后斑鬣狗)、*Bosprimigenius*(原始牛)及披毛犀等;南方仍以大熊猫-东方剑齿象动物群为特征,但产有智人化石。东北与华北在更新世早、中期动物十分相似,但更新世晚期东北地区出现 *Coelodonta antiquitatis*(古披毛犀)及 *Mammuthus primigenius*(普通猛犸象)动物群,这是代表典型的寒冷气候动物群。

全新世动物群及其分布与现代十分接近,以不包含已灭绝属种为特征。一些更新世特有的属种,如 *Megaloceros*(大角鹿)、披毛犀和猛犸象均已绝灭,而犀及象等分布范围大为缩小,现在仅限于东南亚及非洲。

5. **人类的出现和发展**

人类的出现是第四纪生物进化的重大事件,从猿到人的演化已有大量的证据,可分为 3 个阶段(表 15-3):①南方古猿阶段,相当于考古学划分的旧石器早期的前一阶段,由于南方古猿能直立行走,其中一部分古猿能制造和使用最原始的石器,表明进入了人类发展的最初阶段,或称从猿到人的过渡阶段。南方古

表 15-3　中国古人类发展阶段

时　代		古人类	考古期			海　侵
全新世			铁器时期 青铜器时期 新石器时期			Ⅰ卷转虫海侵
更新世	晚期	智人：新人：山顶洞人、柳江人；古人：长阳人、丁村人、马坝人	旧石器时期	晚期	山顶洞文化 萨拉乌苏文化	Ⅱ假轮虫海侵 Ⅲ星轮虫海侵
				中期	丁村文化	
	早、中期	直立人：北京人、蓝田人、元谋人		早期	北京人文化 西侯度文化	Ⅳ盘旋虫海侵 Ⅴ未定名
		南方古猿				

猿化石大部分在非洲发现,基本分属 3 个种 *Australopithecus africanus*(非洲南方古猿)、*A. robustus*(粗状南方古猿)和 *A. boisei*(包氏南方古猿),可能只有比较进步的非洲南方古猿才进化为后一阶段的直立人。最初人们认为人类起源于 1Ma 前,后来化石的发现将人类开始时期推进到 2～3Ma 前。近年在肯尼亚发现了早达四、五百万年的古猿化石,我国山西恒曲也发现了古老的始猿化石。所以人类与猿类的分界以及早期人类出现的年代,到目前为止还是有待进一步研究的重大基础理论课题。②直立人阶段,相当于考古学划分的旧石器早期的后一阶段,直立人(*Homo erectus*)四肢已与现代人基本相似,脑量增大,所制造和使用的石器仍很原始。直立人名词是近二三十年来才提出,现在已为多数人接受用来取代原来的"猿人"名词。因为从猿到人进化过程中,最初阶段是南方古猿而不是直立人。早在 20 世纪 20 年代,我国周口店发现的 *Sinanthropus pekingensis*(北京猿人或中国猿人)应改为 *Homo erectus pekingensis*(北京直立人或简称北京人)。陕西蓝田发现的 *Homo erectus lantianensis*(蓝田人)比北京人年代早。云南元谋发现的 *Homo erectus yuanmonensis*(元谋人),古地磁测定年龄为 17Ma,也比北京人年代早。直立人的年代基本相当于早更新世中、晚期至中更新世,它的化石分布于亚、非、欧广大地区。北京人洞穴堆积中有灰烬层,这是北京人使用火的遗迹。蓝田公王岭蓝田人头骨出土层中发现有炭粒,可能是未充分燃烧的树木枝干。与元谋人时代相当的山西芮城西侯度遗址发现烧过的鹿角,反映元谋人也有用火的可能性,因此,直立人已开始用火似无疑问。我国找到的古人类用火遗迹是目前世界上最早的,但南方古猿尚无用火的确实证据。③智人阶段,智人从脑量及直立行走的姿势已与现代相近。智人化石表明,大约五万年以来,智

人在体质方面进化很少，而文化方面则突飞猛进。早期智人（古人）不仅能制造更进步的石器，并能取火御寒，利用兽皮蔽体，相当于考古学划分的旧石器时代中期。此阶段以德国发现的 *Homo sapiens neanderthalensis*（尼安德特人），我国广东韶关发现的马坝人和山西襄汾发现的丁村人为代表。晚期智人（新人）是现代的直接祖先，不仅能制造复杂的石器，做衣服，并用骨、壳等制成装饰品，相当于考古学分期的旧石器时代晚期，以印度尼西亚爪哇岛及加里曼丹岛发现的克鲁马努人（Cro-Magnon）、我国周口店发现的山顶洞人和广西发现的柳江人为代表。

综上所述，从猿到人的进化，主要表现在人体的直立行走、脑量的增大和不断改革劳动工具等方面，反映了劳动创造人的过程。

二、水生无脊椎动物的更替与发展

中生代末期，各种生态领域都有大量的生物类别绝灭和衰退，代之又有许多新生类别在新生代得到兴起和发展（图 15－2）。

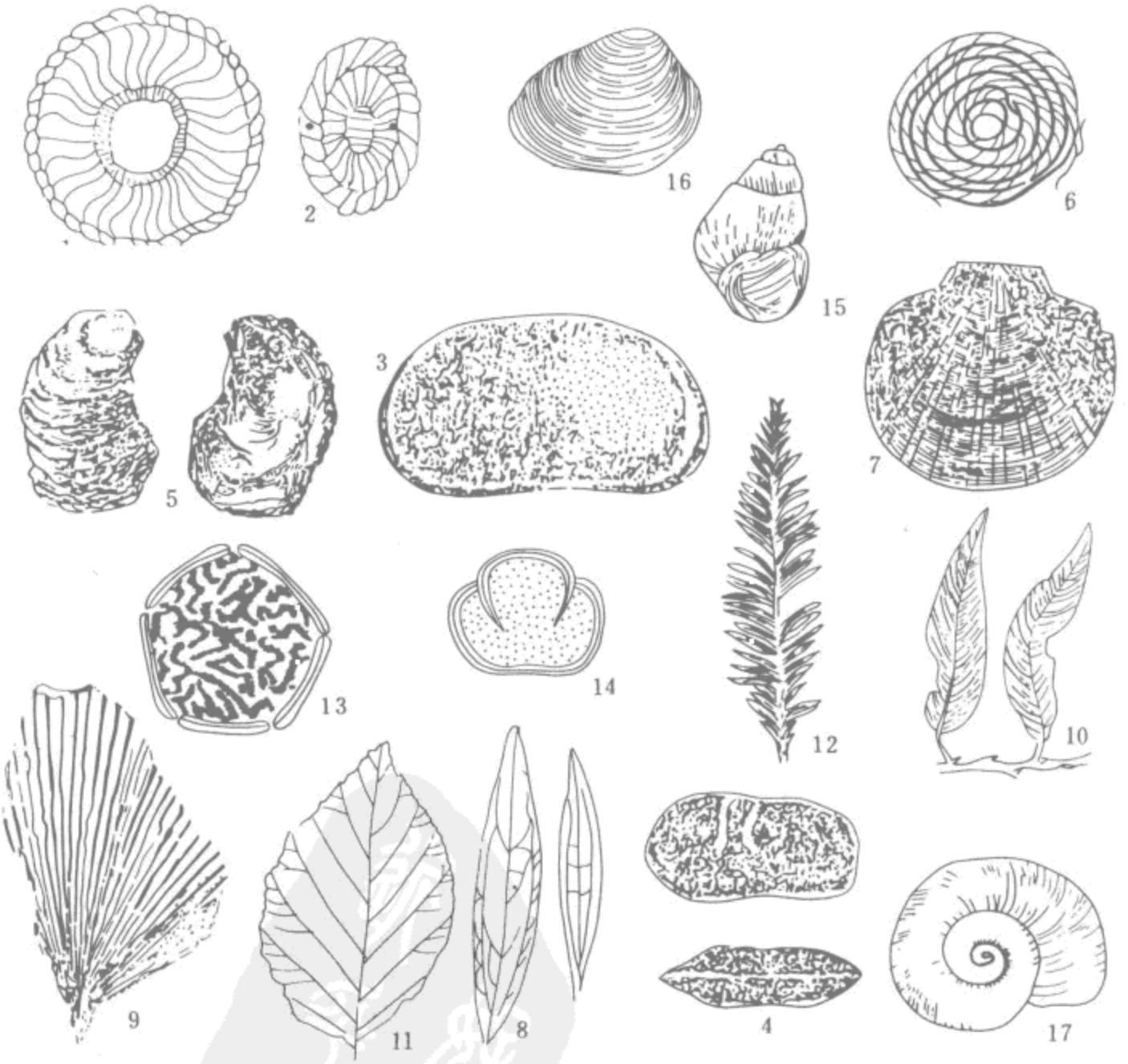


图 15－2　新生代无脊椎动物及植物化石图版

1. *Markalius inversus*（底视）（逆向麦卡球石，E_1^1）；2. *Helicopantosphaera ampliaperta*（底视）（大孔螺球石，E_1^1）；3. *Candoniella albicans*（纯净小玻璃介，E－Q）；4. *Ilyocypris* sp.（土星介，E－Q）；5. *Ostrea* sp.（牡蛎，E－N 常见）；6. *Nummulites* sp.（货币虫，E）；7. *Pecten cristatus*（冠毛海扇，E－N）；8. *Cinnamomum lanceolatum*（披针樟，E－N）；9. *Sabalites nipponicus*（日本似沙巴榈，E）；10. *Salix varians*（精美柳，N）；11. *Alnus kafersteinii*（克氏桤木，E－N；12. *Sequoia langsdorffi*（朗氏红杉，E－N）；13. *Ulmipollenites*（榆粉，E－N）；14. *Quercoidites*（栎粉，E－N）；15. *Viviparus* sp.（田螺，E－N）；16. *Corbicula* sp.（河蚬，Q）；17. *Planorbis* sp.（扁卷螺，E－N）

在海生无脊椎动物中，中生代繁盛的菊石、箭石已于白垩纪末完全灭绝，原生动物中的有孔虫及放射虫极为繁盛，浅海以软体动物的双壳类及腹足类占统治地位，如 *Pecten*（海扇），*Ostrea*（牡蛎），*Fusus*（纺缍螺），*Cerithium*（刺螺）等，并常与有孔虫、海胆及苔藓虫组成海相介壳灰岩。新近纪晚期以来繁盛的六射珊瑚往往形成大型珊瑚礁。有孔虫可分底栖和浮游两类：底栖有孔虫如大型的 *Nummulites*（货币虫）等，在古近纪热带、亚热带海域分布很广，进化很快，特别是在古地中海区的古近系灰岩中广布，往往形成特殊的货币虫灰岩，故在欧洲常称古近纪为货币虫纪；浮游有孔虫如 *Globigerina*（抱球虫）、*Globorotalia*（圆幅虫）等，一般个体很小，演化快、分布广，是重要的洲际对比化石。

在淡水无脊椎动物中，叶肢介大为衰退，双壳类、腹足类、介形类以及昆虫则进一步发展。不同时期，它们的组合面貌不同，在陆相地层划分、对比和沉积环境研究中有重要价值。常见淡水软体动物有腹足类的 *Planorbis*（扁卷螺），*Viviparus*（田螺），*Radix*（萝卜螺）；双壳类的 *Lamprotula*（丽蚌），*Corbicula*（河蚬），*Cuneopsis*（楔蚌）等。介形类在新生代极为繁盛，是陆相地层划分、对比的重要门类之一，如 *Cypris*（金星介），*Eucypris*（真星介），*Candona*（玻璃介），*Ilyocypris*（土星介），*Limmocythere*（湖花介）及 *Candoniella*（小玻璃介）。

三、被子植物的发展及地理分区

新生代植物界中，被子植物占有统治地位，属种数和个体数量都约占整个植物群的 80%～90%，蕨类植物及中生代繁盛的裸子植物在整个植物群中所占的比例很少。

据现有资料，中国古近—新近纪植物群有两个发展阶段。古近纪是木本植物大发展阶段，以木本被子植物的乔木、灌木繁盛为主，如中国东北抚顺植物群（始新世）、云南景谷（渐新世）植物群中木本双子叶植物占有 80%以上，此外，在古近纪植物群中古老类型的蕨类和裸子植物仍占一定数量。新近纪是草本植物大发展阶段，本阶段草本植物逐渐增多，植物组合比第一阶段复杂，大量现代种属出现，如山东山旺植物群，吉林敦化梨沟植物群等。

草本植物的出现和草原的形成，是被子植物演化史上的一次飞跃，对哺乳动物的发展和分化起着极其重要的促进作用。

古近—新近纪全球性气候的分带性已十分清楚，季节性变化也甚明显，古植物学家根据古气候带的不同，一般将古近—新近纪植物分为三大植物地理区：①泛北极植物区、热带植物区及南极植物区。热带植物区由于东西半球组成不同，又可进一步分为次一级的古热带植物区（东半球）和新热带植物区（西半球）。②中国跨越泛北极植物区和古热带植物区。泛北极植物区属温带型，包括北极区、北欧、北美和亚洲北部地区，以落叶乔、灌木为主，包括裸子植物的 *Taxodium*（落羽杉）、*Sequoia*（红杉）、*Glyptostrobus*（水松），被子植物的 *Fagus*（三毛榉）、*Alnus*（桤木）、*Betula*（桦）、*Populus*（杨）和 *Salix*（柳），以及蕨类植物的石松、卷柏等。热带植物区属热带、亚热带型，包括西欧、原苏联南部，南美及非洲，中国南部及东南亚等地，以常绿树为主，包括大型的裸子植物和蕨类植物，被子植物有喜热的 *Cinnamomum*（樟）、*Magnolia*（木兰）、*Sabalites*（似沙巴榈）等，本植物区的北界在古近—新近纪有逐渐向南迁移的趋势，古近纪早、中期植物区北界达到阿拉斯加等北纬 70°左右地区，新近纪南移至北纬 35°左右。③南极植物地理区，位于南纬 40°以南的南美大陆和大洋中许多岛屿以及南极洲大陆的周围岛屿。该区植物多为南半球特有类型，在该区的 1600 种维管植物中有 1200 种为该区特有，典型植物有山毛榉科的 *Nothofagus*（假山毛榉）、南美杉科及木本植物。

作为植物繁殖器官一个组成部分的孢子和花粉，以其数量多、分布广，在新生代地层、古气候和油气有机地球化学研究方面具有突出作用，根据孢子和花粉化石组合的研究，可恢复植物群面貌。

藻类植物在新生代也有重要发展，常成为地层划分对比的重要化石，海生浮游生物钙藻在古近—新近纪可划分出 40 多个化石带，如古新世初期的 *Markalius liversus*（逆向麦卡球石），中新世早期的 *Helicopantsphaera ampliaperta*（大孔螺球石）等。淡水轮藻在陆相也很常见，如古近—新近纪的 *Peckichara*（倍克轮藻）、*Hornichara*（栾青轮藻）等。

第二节 古近—新近纪的古地理、古构造

新生代是地球岩石圈构造演化发生巨大变化的时期。印度板块在始新世晚期最终与亚洲板块对接碰撞，新特提斯洋盆消失，嗣后印度板块继续向北 A 式俯冲，导致青藏高原急剧抬升；古太平洋板块运动方向在始新世晚期(39Ma)也发生重要转折，即运动方向由北北西变为北西西，从此古亚洲大陆东缘形成沟-弧-盆体系，大陆内部出现活跃的弧后或陆内裂陷作用。因此我国新生代的地质演化既受控于印度板块与欧亚板块的相互作用，也与太平洋板块向欧亚板块俯冲引起壳幔深度结构变化有关，它们从宏观上控制了中国新生代构造演化的基本格局。

新生代也是古气候发生显著变化的时期。古近纪气候干旱带横亘亚洲，占据中国西北和东南部，新近纪气候主要为温暖渐趋寒冷，最终进入第四纪冰期。

古地理特点和沉积类型主要受控于上述古构造和古气候背景。中国的古近—新近系以陆相沉积为主，海相沉积只限于西藏南部、塔里木盆地西南缘及中国东南部大陆架海域等局部地区。中国的古近—新近系在宏观上可分为东、西两大部分，其分界在贺兰山—龙门山一线，这一分界是中国区域地质一条重要的经向为主的构造带，东、西两部分的构造格架及主要动力学因素都有明显差异，国际上又将这条分界线的东部称为环太平洋带(广义)。

一、中国东部古地理、古构造

中国东部古近纪—新近纪最为重要的地质事件是大规模的裂陷作用，在时间上可大致分为两大阶段。古近纪为主裂陷期，盆地沉降快，地层厚度大，一般为 700～4000m；新近纪为裂后热沉降期(或称坳陷期)，地层厚度相对较小，一般从几百米到 2000m。裂陷作用形成盆地宽度几十公里至几百公里不等，内部为沟、垒相间的地堑式。依据大地构造位置又可分为两类：一类是陆块板内裂谷发育的类型，如渤海湾盆地、苏北盆地；另一类为大陆边缘裂谷盆地类型，主要分布于中国东、南部现在大陆架地区，如东海盆地、莺琼盆地。这两类盆地古地理和沉积特征有显著差异。此外，控制着中国东部沉积类型的另一重要因素是气候带的迁移。

1. 古近纪古气候和沉积类型

古近纪中国大陆古气候纬向分带清楚，在东部可划分出 4 个带：北部温暖潮湿气候带，中北部潮湿、半干旱气候带，中南部干旱气候带，南部热带、亚热带潮湿气候带(图 15-3)。气候带和构造带的双重作用，导致中国东部存在 4 种沉积类型：陆内含煤型、陆内含油型、红色碎屑膏盐型和大陆边缘含油型。

(1)陆内含煤型沉积：分布于南、北两个潮湿气候带内，即古阴山—燕山以北和古南岭以南地区，该区以含煤为特色，但也见有丰富的泥质油源岩。北部以辽宁抚顺盆地为代表，它是我国重要的煤炭基地之一，古近系抚顺群可进一步分为 6 个组(图 15-4,②)，以暗色砂岩、页岩为主，煤层位于下部，底部为玄武岩夹煤层及砂页岩，不整合于古老变质岩或下白垩统之上，总厚达 1000m，植物化石丰富，主要产于中部古城子组及计军屯组，化石属于常绿落叶，阔叶混交林组合面貌，反映潮湿的亚热带气候，时代为始新世；下部栗子沟组和老虎台组，据孢粉组合时代定为古新世。古南岭以南的广东茂名、广西百色等盆地，代表另一种潮湿含煤盆地类型。茂名盆地早期仍处于干旱气候条件下，以红色碎屑沉积为主，局部尚可夹石膏层，中、后期气候明显转为潮湿，出现油页岩及煤层。由于在南宁地区见有咸水生物化石，如 *Bythocythere*(深海神介)，很可能这类盆地是遭受过海泛影响的内陆盆地。

(2)陆内含油型沉积：分布于半潮湿、半干旱气候带内，即古阴山—燕山以南，秦岭—大别以北地区，灰黑色泥岩、油页岩等生油岩系发育，夹有膏盐和红色碎屑沉积，位于渤海沿岸和冀中、鲁西北一带的渤海湾盆地是该沉积类型的典型代表，它们是我国东部的重要含油盆地，由一系列北北东向平行的隆起和半地堑型断陷组成，古近系在断陷区厚度可达 4000～5000m，而在隆起处，厚度很薄以至缺失。渤海湾盆地古近系不整合覆于中生界或更老地层之上，包括 3 个组(图 15-4,③)：下部孔店组，产介形类 *Eucypris wutu-*

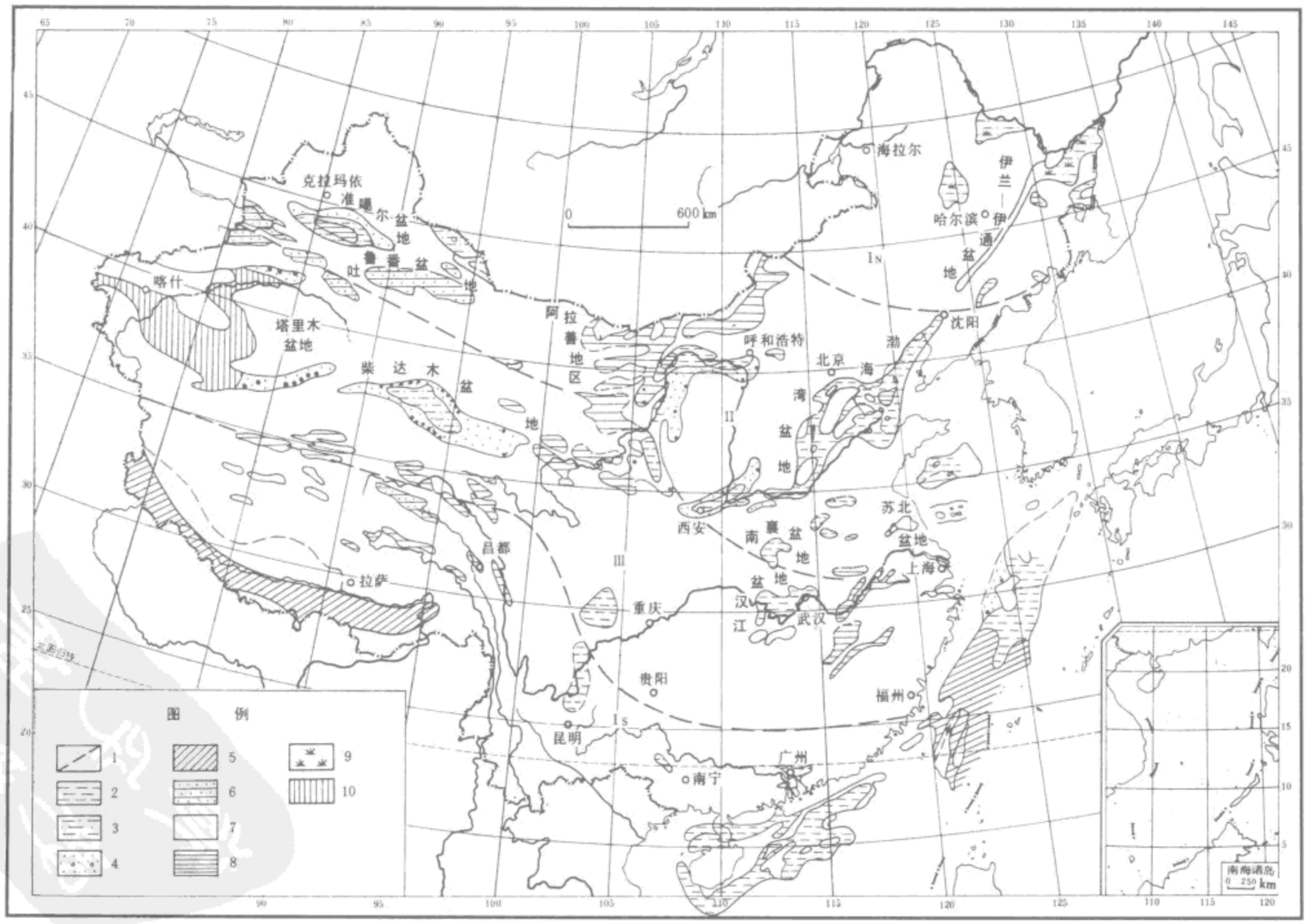


图15-3　中国古近纪气候分带和沉积古地理图（据吴崇筠、1992，略修改）

Ⅰ.潮湿暖温带温带；Ⅱ.半潮湿半干旱亚热带；Ⅲ.干旱亚热带；Ⅰs.潮湿亚热带、热带；1.气候带界线；2.浅湖相；3.滨湖相；4.河流冲积扇相；5.海相；6.河湖相；7.剥蚀区；8.深湖相；9.沼泽相（河沼相、湖沼相）；10.海陆交互相

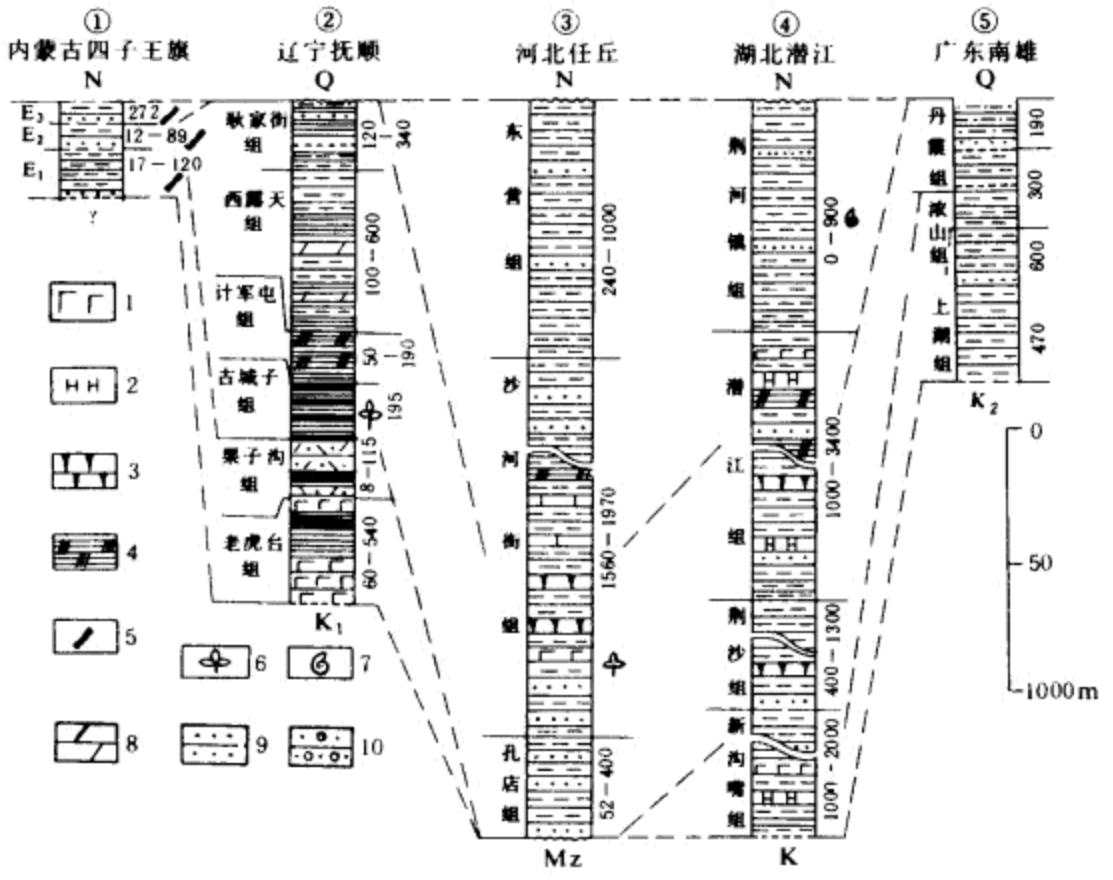


图 15－4　中国东部古近系柱状对比图

1. 岩盐；2. 石膏；3. 油页岩；4. 脊椎动物；5. 植物；6. 有孔虫；7. 玄武岩；8. 砂岩；9. 砾岩；10. 泥灰岩

ensis（五图真星介）、*Limnocythere weixianensis*（潍县湖花介）等，时代为始新世；中部沙河街组，化石丰富，以 *Huabeinia*（华北介）大量繁盛为特点，时代为始新--渐新世；上部东营组介形类 80% 是新属，如 *Dongyingia*（东营介）、*Hepehina*（河北介）等。根据东营组与其下伏沙河街组为连续沉积，而其上与新近系为不整合接触，推测时代为渐新世。整个剖面可以归纳为 3 个沉积旋回：孔店组从下而上岩性由粗—细—粗，颜色由红—黑—红，构成一个独立的沉积旋回；沙河街组四段至沙河街组二段又出现由杂色—暗色—红色的有规律变化，代表第二个沉积旋回；沙河街组二段至东营组一段代表第三个沉积旋回。其中，第二个沉积旋回厚达数千米，代表本区裂陷盆地发育最强烈的阶段。从生物化石组合来看，孔店组下部仅见陆生组合，代表典型的内陆河湖环境。沙河街组四段上部、沙河街组三段上部及沙河街组一段出现半咸水化石，如浮游甲藻类 *Deflandrea*（德弗兰藻），钙薄类 *Cladosiphonia*（枝管薄），鱼类的鲈形目和鲱形目等，这些化石数量不多，个体小并且常变异形成畸形，具有陆相地层中的海泛层位特征。在本区同一地点的剖面上，可见红色岩层与暗色岩层、石膏与煤线、油页岩交替产出，反映本区属于北部潮湿带与南部干旱气候带间的过渡带。

（3）红色碎屑膏盐型沉积：分布于干旱气候带内，即古秦岭至古南岭之间的中南地区，盆地规模相对较小，以红色碎屑岩及膏盐充填为主，如粤北南雄盆地（图 15－4，⑤）古近系都是红色碎屑岩，下部上湖组产古老类型的哺乳动物化石如 *Bemalambda nanhsiungensis*（南雄阶齿兽）、*Linnania lofoensis*（罗佛岭南狸兽）、*Dissacusium shanghouensis*（上湖中兽）等，应为古新世。中部的浓山组据哺乳动物组合特征，时代为晚古新世，上部的丹霞组未发现化石，一般置于始新世。位于本气候带北部的江汉盆地，古近系膏盐层与油页岩交互出现，具有干旱与半潮湿交替、过渡的色彩（图 15－4，④）。这一沉积类型呈带状向北西方向延伸，直至柴达木盆地和塔里木盆地。

（4）大陆边缘含油型沉积：中国东部古近—新近纪大陆边缘裂谷盆地主要位于现今南黄海、东海、南海一线，为较潮湿的海洋性气候，古近系以陆相为主，同时又发育有海陆交互相沉积为特色，暗色生油岩系发育，是我国现今海上的重要油气基地，如莺琼盆地古近系崖成组，早期以陆相砂、泥岩沉积为主，晚期属海相交互相，生油岩系厚度超过 1000m。

2. 新近纪古气候和沉积类型

新近纪中国东部古气候发生了显著变化，古近纪横贯中国东部广大范围的干旱、半干旱气候带消失，使中国东部基本由潮湿半潮湿气候覆盖。新近纪中国东部大陆裂谷盆地进入裂后热沉降坳陷期，盆地范围普遍扩大，地层厚度相对较小，构成在古近纪主裂陷盆地之上的披盖式坳陷，古近系与新近系之间大多为不整合接触。在大陆板块内本阶段沉积特点主要表现在两个方面：广泛的褐煤层分布和沿海地区大范围的玄武岩喷发。由于中国东部新近纪基本由潮湿、半潮湿气候组成，在很多地区分布有褐煤层，如孙吴地区小吴组(N_1)，三江平原富锦组(N_{1-2})、渤海湾盆地东营凹陷馆陶组(N_1)，潜江凹陷广华寺组(N_1)和江西广昌头坡新近纪地层内等都见有褐煤或泥炭层，琼北长昌的长昌组(N_1)、云南开远小龙潭组(N_1)都含工业价值的褐煤层，尤以小龙潭盆地新近系含煤地层剖面最为典型，中新统小龙潭组由白色粘土夹褐煤组成，上部多泥灰岩，下部多碎屑岩(图 15－6)产 *Listriodon*(利齿猪)等哺乳动物化石，厚 300～400m。上新统河头组由灰色砂质粘土夹褐煤组成，厚 150m。沿海地区的玄武岩喷发具有广泛性。如东北的长白山区、渤海海峡的庙岛群岛、沿庐江—郯城深大断裂两侧、浙东嵊县、福建漳浦、台湾海峡中的澎湖群岛以及广东雷州半岛、海南岛北部等地，都有大片玄武岩流，其时代多属上新世。

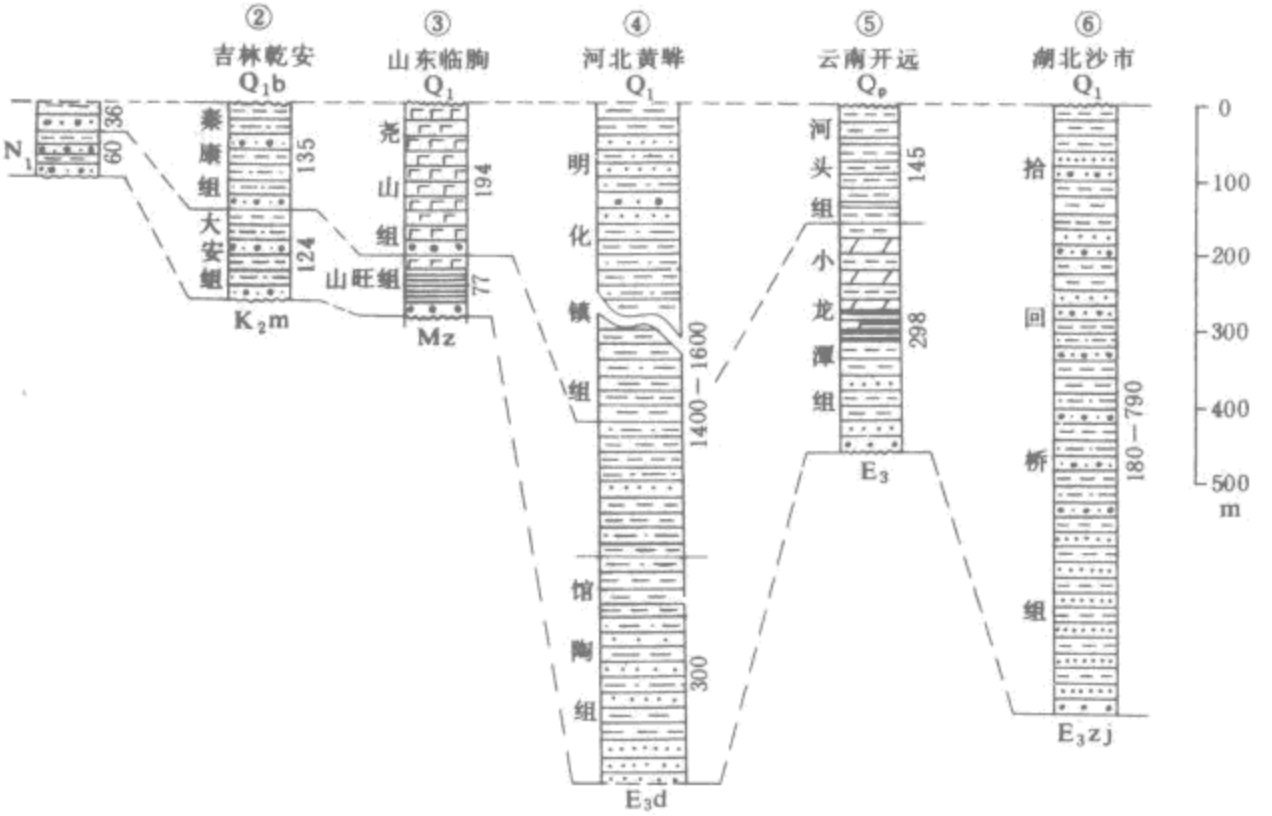


图 15－6　中国东部新近系柱状对比图(图例参考图 15－4)

大陆边缘带沉积盆地在新近纪地层厚度仍很巨大，莺歌海盆地新近纪地层最大厚度近万米，沉积特征与古近纪明显不同，表现在：新近纪海相层明显多，海侵加大，如北部湾新近纪下洋组、包尾组、灯楼角组和望楼组以浅海沉积为主，莺琼盆地新近纪全为浅海、滨海的白云质灰岩以及砂泥岩沉积。

二、中国西部古地理、古构造

控制着中国西部大陆古地理、古构造的主导因素是印度板块与欧亚板块的碰撞(E_2)和演化，它使得中国西部古近—新近纪整体处于挤压构造应力背景，盆地与山系相间，延伸方向近东西向，盆地边缘因相邻山系强烈上升而形成巨厚的磨拉石式粗碎屑堆积，这种古地理和古构造格局与中国东部有明显不同。

准噶尔盆地位于天山与阿尔泰山之间，盆地南部古近—新近系发育好，整合于上白垩统之上。古近系下部紫泥泉子组，为红色砂质泥岩、砂岩夹砾岩，产介形类及轮藻化石；上部安集海河组，为灰绿色泥岩夹

砂砾岩及介壳灰岩，产偶蹄类 *Bothriodon*（沟齿兽），总厚 1600m，但向北逐渐减薄，到盆地北部厚度减至 400m。古近系在准噶尔盆地南缘称晶吉河群，包括 3 个组：下部沙湾组，为褐色砂泥岩夹砾岩；中部塔西河组，为砂泥岩夹介壳灰岩，产 Trilophodon（三棱齿象）；上部独山子组，为砂泥岩夹砾岩，产三趾马化石；总厚 3000～5000m。这种巨厚的含粗碎屑堆积，是新近纪时由于天山强烈上升，而准噶尔盆地南缘强烈下陷而形成的山前类磨拉石堆积。

塔里木盆地古近—新近系的发育，同样说明相邻山系上升运动愈来愈强烈。昆仑山北部盆地的西南缘下陷尤为明显，古近系为海相泥质、灰岩及膏盐沉积，称喀什海湾（图 15－3），最厚约千米，海侵来自特提斯海域，但新近系陆相粗碎屑沉积总厚可达 6000m，属山前类磨拉石堆积。塔里木盆地北缘的库车地区下陷幅度也很大，古近—新近系总厚达 4000～5000m。但整个盆地由边缘向内部厚度变薄，盆地内部差异升降不很明显。这种情况与准噶尔盆地相似，是邻近山系上升，山前盆地边缘下陷，差异升降运动愈来愈强烈的结果。

其余如西宁-民和盆地和柴达木盆地等，虽规模大小不同，但也都出现古近系厚度较小，新近系厚度激增的现象，盆地构造演化史与上述各盆地有相似之处。

上述磨拉石沉积的规模和厚度在中国西部从南往北出现有规律性变化：在喜马拉雅山前分布最广，从克什米尔至阿萨姆，东西长约 2500km，平均宽约 20km 都有分布，厚度达 3000 多米；昆仑山前从莎车之西至民丰以东，长 1300km，宽 50km 的范围内均有分布，厚达 3000m；天山南麓的库车山前坳陷内在长 600km，最宽为 70km 的纺缍形地带中分布有厚 2000m 的磨拉石；天山北麓在长 400km，最宽处 50km 的范围内发育磨拉石，厚 1800m；祁连山北麓在长 400km、宽 40km 的范围内分布的磨拉石，厚约 1500m。根据磨拉石建造由南而北分布范围逐渐减小，厚度也逐渐减小的事实，进一步说明强大的水平压力来自南方，来自印度板块对亚洲板块的碰撞。

三、西藏地区古近—新近纪古地理、古构造

西藏南部地区，古近纪早、中期有海相沉积。在古近纪中期发生的印度板块和劳亚大陆碰撞，导致特提斯海域的最后封闭，此后不再有海侵波及，而发育陆相沉积。

古近系露头主要见于西藏南部岗巴、定日一带。下部宗浦组以灰岩为主，富含有孔虫，如 *Miscellanea miscella*（混合崎壳虫）和 *Nummulites laevigatus*（光滑货币虫），代表古新世—始新世层位。上部遮普惹组以灰岩及页岩为主，产 *Nummulites*、*Assilinia* 等有孔虫，化石的最高层位为始新世中期。这些海相地层均未变质，代表印度地块北缘的陆棚海沉积，是特提斯货币虫海的东延部分。

在雅鲁藏布江以北的仲巴县麦拉山口和拉萨以北的林周地区，古新世和始新世早期的有孔虫化石，表明古近纪海侵也波及劳亚大陆的南部边缘地带。

雅鲁藏布江缝合线北侧日喀则一带，存在一套磨拉石堆积（秋乌组），由紫红色砾岩、砂砾岩组成，不整合覆于冈底斯燕山期花岗闪长岩之上，产热带常绿型被子植物和淡水双壳类化石，应属晚始新世。应当指出，磨拉石沉积组合的出现标志着特提斯海域的最后封闭，与藏南地区始新世中期以后不再见有海相层的事实相吻合。

新近纪喜马拉雅地区主要处于剥蚀状态，到后期才有零星盆地沉积。如希夏邦马峰北坡吉隆盆地，上新统卧马组不整合于侏罗系之上，为河湖碎屑沉积，厚 580m。据上部含有 *Quercus*（高山栎）植物群，与现生植物群生长环境对比，推测当时海拔高度应在 2500m 左右，说明新近纪后期该区地壳逐渐上升已达一定高度。喜马拉雅南坡发育锡瓦利克（Siwalic）群的磨拉石堆积，也表明喜马拉雅地区强烈上升发生在新近纪至第四纪。从新近纪末始，随着整个青藏高原地区的普遍强烈上隆和东部现代边缘海的形成，古长江、古黄河等水系也逐渐孕育发展，奠定了中国现在西高东低的地势轮廓。

图 15－5 为中国新近纪气候分带和沉积古地理图。

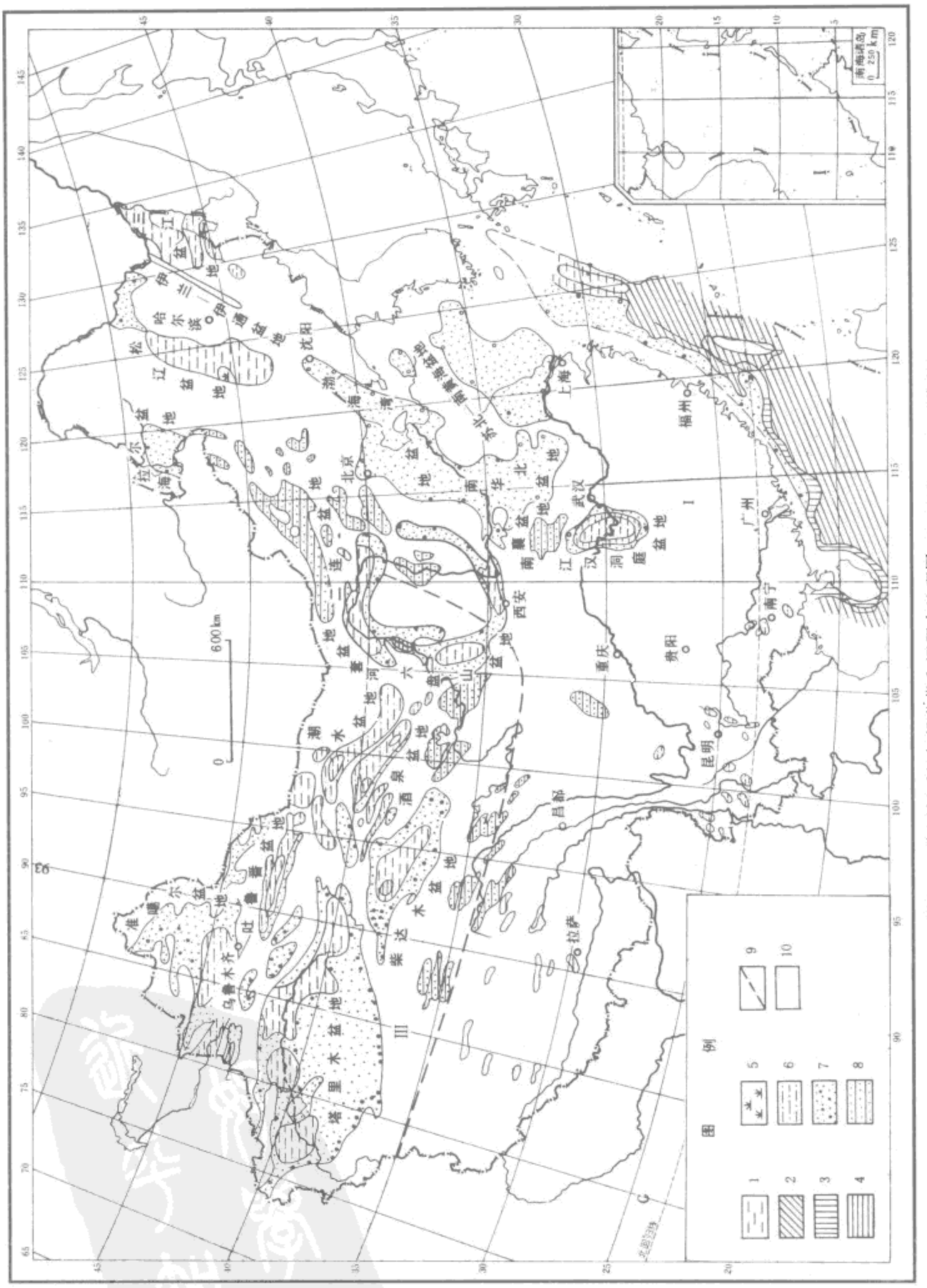


图15-5　中国新近纪气候分带和沉积古地理图（据吴崇筠，1992，略修改）

1.浅湖相；2.海相；3.海陆交互相；4.深湖相；5.沼泽相（河沼相、湖沼相）；6.滨湖相；7.河流、冲积扇相；8.河湖扇相；9.气候带界线；10.剥蚀区；Ⅰ.潮湿带；Ⅱ.干旱带

第三节 第四纪的古地理、古构造

第四纪由于印度板块继续向北俯冲，诱发青藏高原的急剧抬升及其周缘山系的进一步发展，形成中国西部高原、山系与盆地相间的地势；东部太平洋板块向西继续俯冲，导致中国东部拉张断陷的再次出现，形成一系列北北东向的沉积盆地、断块山脉和长白山等近期火山喷发；第四纪冰期和间冰期的交替，引起冰川型海平面升降，造成海岸线的明显迁移。

一、地质变化与沉积类型

1. 青藏高原隆升与沉积响应

包括喜马拉雅山在内的青藏高原，整体急剧上隆主要是在第四纪时期完成的，由于青藏地区的强烈上升，在喜马拉雅山区及昆仑山、喀喇昆仑山区等地，发育有山岳冰川及冰川堆积。据近年科考调查，证实曾有过多次冰川活动。此外，高原内部相对平坦地区，也出现一些小型湖泊(图 15－7)。更新世早期主要是淡水湖盆，范围稍大；后期气候变干，湖水变咸，范围缩小，形成有经济价值的含硼盐矿床。由于青藏地区的强烈上升，在青藏高原周缘的山前盆地边缘形成粗碎屑的巨厚类磨拉石堆积。如天山北麓的准噶尔盆地南缘，下更新统西域组以砾岩为主，厚达 1350m；中更新统乌苏组仍以砾石为主，厚 30m；上更新统新疆组为砾石及砂质粘土，厚 150m。塔里木盆地也有类似的巨厚粗碎屑堆积，这是当时山系急剧上升和盆地强烈下陷的物质记录。

2. 黄土堆积与古环境记录

黄土是中国西北部一种特殊的沉积类型，它几乎连续覆盖了中国东径 103°～113°，北纬 34°～38°的广大地区，最厚可达百余米。这种长期连续稳定堆积的黄土，很可能与地处大陆板块内部，存在相对稳定的古构造环境有关。经近年来大量的综合研究，在黄土剖面进行详细分层，证实黄土层中夹有多层古土壤，这为第四纪古环境变化的研究提供了很好场所。一般认为黄土是冰碛物和冰水沉积中的粉砂颗粒被风吹扬，携带到冰川作用区外围堆积而成。黄土是冰期(干冷气候条件下)堆积的，间冰期(湿热气候条件下)成壤作用显著而形成古土壤。因此，黄土与古土壤的互层，是气候冷(干)、热(湿)变换的物质记录。

通过对陕西洛川黄土剖面的综合研究，特别是对所含小型啮齿类(主要是鼢鼠)等生物地层学研究，证实该黄土剖面代表整个第四纪的堆积，并进行了地层时代的划分：下更新统午城组，以黄红色土为特征(可能部分是水成黄土)；中更新统离石组，为淡棕色黄土；上更新统马兰组，以黄灰色黄土为主，总厚约 130m。

3. 中国东部差异升降与南北地貌分异

中国东部的松辽、华北、江汉平原，是第四纪的大面积沉降区，接受相邻上升山系剥蚀而来的物质充填，是差异升降的反映。如华北平原钻井揭示：平原西部太行山麓为粗碎屑沉积，向东主要为河湖相砂泥质沉积，并部分夹玄武岩，再向东部还夹数层含海相化石层。华北第四系一般分为下更新统固安组、中更新统杨柳青组、上更新统欧庄组，全新统为河湖沉积夹泥炭，总厚 300～400m。

秦岭以南，青藏高厚以东直至闽、浙沿海，除江汉-南阳盆地外，只有零星分布的小型盆地(图 15－7)。沉积类型以残积红土及其搬运的再沉积为主，并有不少溶洞堆积。可能与地处灰岩发育区、地壳持续不断上升及温热气候等环境有关。

4. 海平面升降与海陆变迁

我国东、南部海岸在第四纪经历了很不寻常的沧桑变化。第四纪冰期和间水期更替引起海平面高低波动十分强烈，海岸线进退可达数百公里(图 15－7)。当间冰期海面升高时，东部海水西进可达白洋淀、洪泽湖和太湖，南部的雷州半岛可没入海底；冰期海平面下降最低时，约在现在海面以下 150m，渤海、黄海、东海及南海北部(原陆棚部位)均为辽阔滨海平原，还可形成古土壤、风化壳及泥炭等，当时台湾与大陆直接相连，陆生动物自由来往。大约距今 1 万年左右(末次冰期消溶后)，海面逐渐到达现在的位置。近年来我国沿海各地第四系钻孔中，发现含有孔虫等化石的层位不少于 4～5 个，说明第四纪海水曾多次侵入

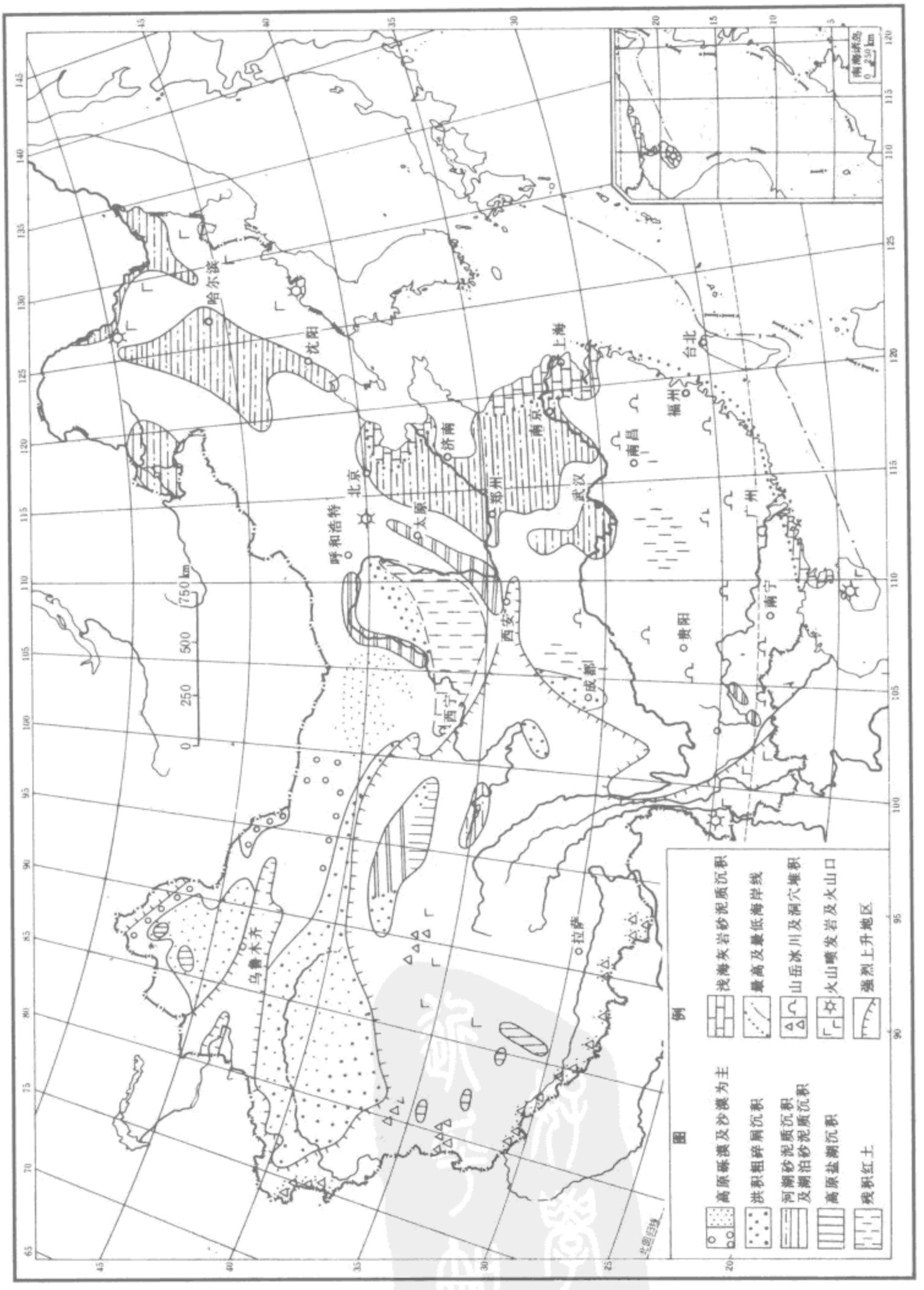


图15-7　中国更新世古地理图（转引自刘本培、金秋琮，1996）

大陆内部。至于山西运城一带发现有孔虫化石以及西安地区钻井下 800m 处发现半咸水双壳类 *Potamocrobula amiwensis* 等海生生物伸入内地近千公里的奇特现象，认为可能是风成作用搬运或鸟类携带的产物，或与汾渭裂谷进一步发展有关。

二、第四纪气候波动与米兰科维奇周期

随着近来对深海沉积物氧同位素及大陆上连续黄土剖面研究，证实第四纪气候变化频繁，冷(干)、暖(湿)多次更替，这比早期经典的冰期、间冰期划分的气候变化周期更为细致。

在深海沉积 $\delta^{18}O$ 同位素变化研究中，以太平洋深海钻孔 V_{28}-238 最具代表性(图 15-8)，在近 13m 深海钻芯(代表距今 90 万年以来的沉积物)中氧同位素含量变化可划分出 22 个阶段，代表 11 个全球气候波动的冷暖旋回。从加勒比海和赤道大西洋不同海域同时期深海沉积的氧同位素变化研究，表明 11 个冷暖旋回完全可以一一对比。

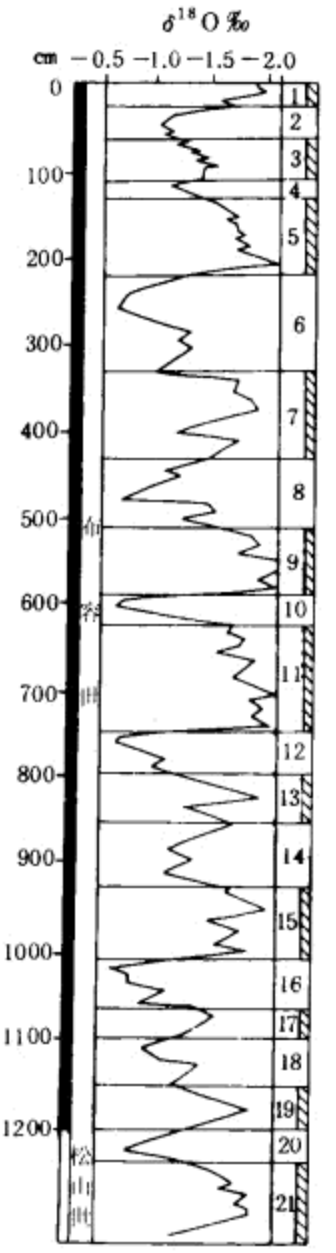


图 15-8 钻孔 V_{28}-238 深海沉积的氧同位素曲线
(据刘东生等，1982)
左边数字为钻孔深度(cm)，右边数字为划分的阶段

研究和揭示第四纪气候变化规律，大陆上连续沉积的黄土剖面是又一个理想的对象。因为在黄土剖面中，黄土与古土壤的互层代表气候冷暖的交替变化。总观全球，黄土以中国和欧洲发育最为完好，尤其中国，黄土分布广、出露好，而且剖面连续完整，研究程度高，以陕西洛川剖面研究最为详细(图 15-9)。该剖面总厚 130m，可划分为：下更新统午城黄土(组)，包括 3 个古土壤组合(WS_1、WS_2、WS_3)；上更新统马兰黄土(组)有 14 层古土壤夹于黄土(L)之中；中更新统离石黄土(组)不易细分，但黄土中部有较强的成壤作用(S_0)。洛川剖面中黄土-古土壤旋回可与深海沉积据氧同位素曲线所划分的气候旋回进行对比(图 15-9)。近年发现陕西宝鸡黄土剖面沉积厚度更大(约 160m)、古土壤夹层更多，该剖面午城组黄土中夹 18 个古土壤层，离石组黄土中夹 14 个古土壤层。宝鸡剖面与洛川剖面可以对比(图 15-10)。

关于第四纪气候波动原因有多种主张，但目前国际上广为流行的是古气候的天文学理论，即"米兰科维奇理论"，认为第四纪冰期—间冰期的波动是由地球轨道三要素(图 15-11)，即偏心率(eccentricity)、倾斜轴(obliquty，或译斜度)和岁差(precession)的准周期性变化引起的。虽然，太阳幅射能达到地表的总量不变，但因这三要素的变化可引起不同纬度和不同季节的相对数量发生变化，从而造成在同一地区不同时期的气候作准周期性变化。据数学推算，偏心率有两个特征周期，分别是 400ka 和 100ka；倾斜轴的特征周期集中在 41ka；岁差的特征周期为 21ka，它可分为两个峰区，分别是 23ka 和 19ka。大量研究表明，地球轨道三要素的几个特征性周期，存在于第四纪古气候的时间系列中(Hays *al.*，1976；Berger，1988)。如我国第四纪地质工作者(余志伟等，1992)采用有效的黄土沉积气候替代性指标(磁化率)对宝鸡黄土剖面研究表明：地球轨道三要素的几个特征周期(400ka、100ka、40ka、20ka)在中国黄土剖面中均有明显反映，而且偏心率的 400ka 与 100ka 周期是控制 2.5Ma 以来黄土地层结构(黄土—古土壤)的最重要因素。

虽然古气候的天文学理论在实际地质记录中得到不少印证，但仍然存在一些困难，例如如何解释据不同地点、不同时间段和不同沉积物所测得的第四纪古气候周期的时间长短的不一致。如中国黄土剖面中，在 2.5～1.5Ma 间气候旋回以 100ka 周期为主；1.5～0.8Ma 间则以 40ka 为主；800ka 至今又以 100ka 为

主，少量为 42ka；其可能原因是不同时间段其古气候周期的时间长短是不一致的。又如理论计算的偏心率的两个特征周期中，400ka 的周期最重要，但在实际古气候时间系列中并不明显等。因此，有关古气候的天文学理论与古气候记录中的变化周期出现的差异尚待今后进一步研究。

三、气候变化与人类可持续发展

气候是人类赖以生存的自然环境中一个重要因素，不仅是因为地球上生物（包括人类）的生存要依赖于适宜的气候，而且全球海平面升降及海侵范围的也直接受气候变化制约，气候的变化将直接影响生态平衡。对未来气候变化趋势，目前尚无一致的认识。据各方面研究资料表明，气候冷暖周期有 10^3a、10^4a、10^5a 等不同等级。例如据一种热带气候形成的海滩岩的产出时间，推算出冷暖周期为 500a，它与竺可桢根据我国历史文献、考古和气候资料，对我国 5000a 来所做气候的总结符合较好（表 15－4），与中国东部全新世以来的海平面升降周期也基本一致。因此，

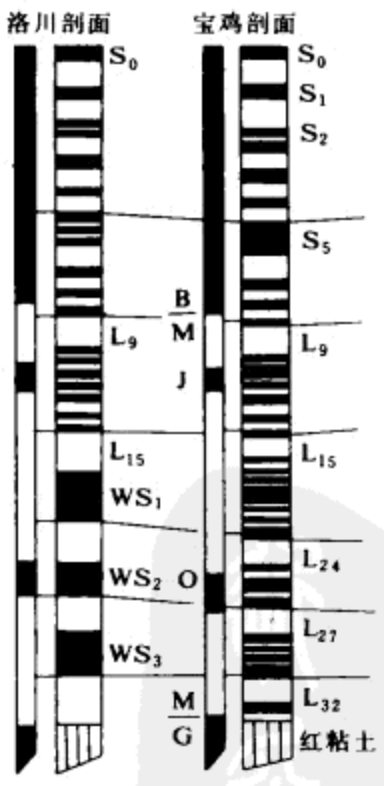


图 15－10　陕西洛川、宝鸡黄土-古土壤剖面
S. 古土壤；L. 黄土；B. 布容正极性时；M. 松山反极性时；G. 高斯正极性时，J、O. 贾拉米格、奥尔杜威正极性亚时；红粘土为上新统

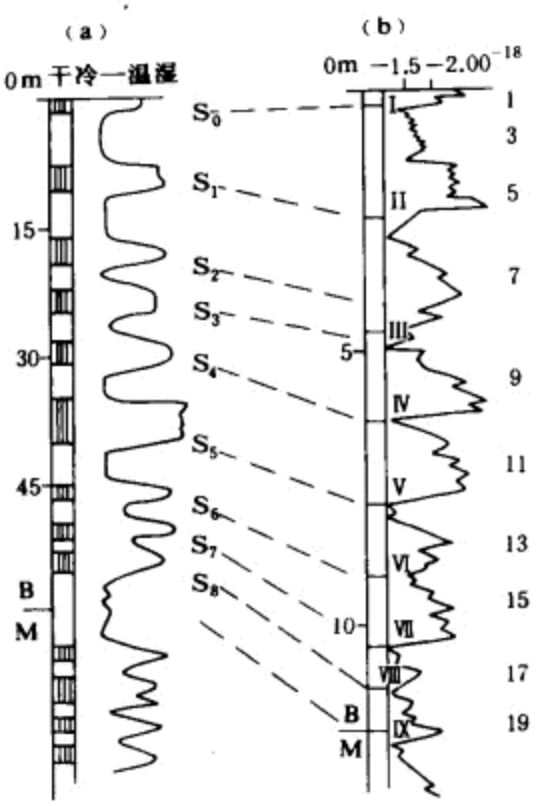


图 15－9　黄土剖面古气候旋回与深海沉积古气候曲线对比图（据刘东生等，1982）
(a)中国洛川黄土剖面，自布容期(B)以来出现 8 层古土壤(S_1－S_8)，顶部还夹一层黑垆土(S_0)；(b)深海钻孔 V_{28}-238，Ⅰ－Ⅸ为自布容期至今的 8.5 个气候旋回

未来气候变化肯定仍有冷暖波动。那么对今后气候变化的趋势能否进行预测呢？

20 世纪 70 年代初出现气候变冷说，认为全新世是最末一次冰期之后的间冰期（或冰后期）。全新世已过去了 10～12ka，依照 10^4a 变换周期，应进入结束期，新的冷期将会即将到来；有人推测今后 6000～7000 年的海面将会下降几十米。

但是，在 20 世纪末和 21 世纪初，科学家们发现了大气层中由于 CO_2 含量增加而导致温度上升的“温室效应”。随着工业化的进程，特别是大量使用化石燃料（包括煤、油、天然气）使大气中 CO_2 含量成倍增长。据南极冰芯和树木年轮的研究，工业化前的 19 世纪中期，大气中 CO_2 含量为 260～280ppm，但是从 1955－1980 年间，CO_2 含量从 315ppm 增加到 340ppm。而当大气层中 CO_2 含量增加一倍时，会使地球大气圈的温度上升 1.2℃。因此，对日益增加的燃烧化石燃料和砍伐森林（特别是热带雨林）现象如任其发展，气候将会有明显上升，从而引起海面的上涨（表 15－5）。1985 年 10 月联合国环境署、世界气象组织和世界科学联合会共同召开的奥地利菲拉赫（Villach）会议认为：到 2030 年前后 CO_2 倍增，全球平均温度将增暖 1.5～4.5℃，全球海面将上升 20～140cm。总之，普遍认为由于温度效应，21 世纪气候将会继续增温，由此而引起的海平面上升问题的严重性不容忽视。但是，持不同观点者认为，人类的作用是有

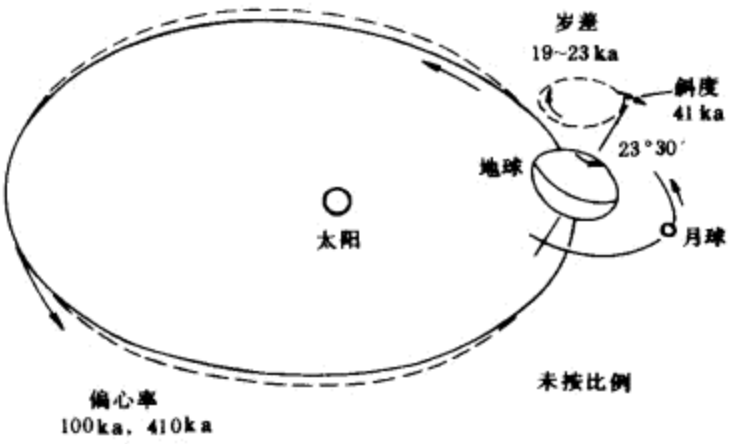


图 15-11 米兰科维奇轨道周期示意图

偏心率是地球绕太阳旋转的变化周期，有 100ka、410ka 等不同等级。倾斜轴是地球自转轴与黄道面的夹角(现在为 23.5°)大小的变化周期，平均 41ka。岁差是地球自转轴因颤动而在天体上呈圆周状摆动，平均 21ka 一个周期

表 15-4 海滩岩、物候证据及古气候演变(据毕福志、袁又申，1987)

地层系统	沉积年代(a)	^{14}C 年代代表的值	沉积物	海岸升降(m)			气温	物候证据及其所反映的气候特征(据竺可桢，1972)
				周期	沉降	抬升		
晚全新统(Q_4^3)				11		6		20 世纪中期气温有明显的升高
	100 350	380	贝壳 古树根		8		冷暖	中国在 17 世纪是最寒冷期，暖冬是 1720-1830 年，寒冬是 1620-1720 年和 1840-1890 年
				10			冷暖	公元 1400-1900 年的最暖期也没达到隋唐时的气温，寒冬是 1470-1520 年，温冬是 1550-1600 年
	600 850	745	贝壳层		9		暖	12 世纪结束时杭州冬天气温回暖，延续到 13 世纪后期。公元 1329-1353 年太湖冰达数尺
				9		5	冷	著名诗人苏轼(公元 1037-1101 年)在诗中哀叹梅在关中消失，12 世纪初中国气候加剧转寒
	1100 1350	1120 1300 1379	牡蛎层 海滩岩		5.5		热	隋唐期(公元 589-907 年)的 7 世纪气候变暖，8、9 世纪长安广种梅树、柑橘，表明是亚热带气候
				8			冷	南北朝(公元 420-589 年)以秦岭、淮河为界，南朝都城建业(南京)的覆舟山建立冰房
	1600 1850	1620 1805 1870	海滩岩		33		热	汉代天文学家张衡(公元 78-139 年)著《南都赋》有臻橙邓桔之句，表现豫南柑橘多
				7		22	冷	东汉(公元初)天气趋于寒冷，几次冬寒，晚春时国都洛阳还在降霜降雪
	2100 2350	2090 2310 2350	海滩岩		1.5		热	战国(公元前 480-222 年)气候比现在暖得多，据《荀子·富国篇》等记载农作物在山东等地一年两熟
				6		16.5	冷	无气候证据
	2600 2850	2600 2850 2880	海滩岩		11.5		热	春秋时期(公元前 770-481 年)又暖和了。《左传》说鲁国冬天得不到冰，竹子、梅树等亚热带植物在《左传》、《诗经》中也提过
中全新统(Q_4^2)							冷	《竹书·记年》上记载，周孝王时汉江两次结冰(公元前 903，897 年)周成王时《诗经》也证实了，寒冷期延续了一二个世纪
	3100 3350	3100 3300 3390	海滩岩	5	19		热	在河南安阳市，殷代(公元前 1400-1100 年)遗址考古发现有亚热带的竹鼠、獏、水牛和水獐等动物
				4		6	冷	

表 15－5　21 世纪海面上升的预测

预测方案	预测时段(年、公元)				
	2000	2025	2050	2075	2100
EPA*(1983)					
低方案(cm)	4.8	13.0	23.8	38.0	56.2
高方案(cm)	17.1	54.9	116.2	211.5	345.0
据目前趋势估计(cm)	2.3～3.0	4.5～6.8	7.0～10.5	9.5～14.3	12.0～18.0
J. S. Hoffman 等(1986)					
低方案	3.5	10	20	36	57
高方案	5.5	21	55	191	368

* EPA 即美国国家环保局。

限的，自然规律难以改变，因此未来气候变化这一课题仍有待进一步研究。

由于全球气候变化对当前人类持续发展有直接影响，人类是经不起在不同学术观点争论中去冒一次风险的。因此科学家门提醒人们重视“温室效应”的潜在恶果，呼吁从长计议，采取有效措施，从而使人们不至于在灾变性恶果发生时处于措手不及的境地。由此可见，大力开展近 100ka 来全球自然地理环境变化规律的研究，预测今后 100a 内的发展趋势，已成为当代地球科学研究的热门课题。而地质历史中多次发生的生物界集群绝灭及其与地内外多种灾变事件之间的耦合关系，对比研究不同灾变事件对不生态类型生物绝灭的影响特点，对于人类预防自然灾害和尽量减少损失也有重要意义。

第四节　新生代的矿产

中国新生代主要矿产以煤、石油、油页岩及各种盐类为主，有重要经济价值。

煤：古近—新近系是全球重要的含煤地层之一，我国也不例外。古近纪早期(古新世—早始新世)聚煤区主要分布在东北、鲁东一带，以辽宁抚顺群下部为代表。古近纪晚期(晚始新世—渐新世)的聚煤区转移至河北、山西境内，也见于南岭以南的广东沿海和广西百色盆地一带。

石油：古近—新近系是我国重要的含油岩系，无论海相、陆相或过渡相地层中都已发现有工业价值的石油资源。不同时期聚油区又有差别：晚古新世—早始新世，主要见于江汉、苏北和三水盆地；晚始新世—渐新世，主要分布于渤海湾、江汉和南阳盆地；晚渐新世—中新世，主要出现在准噶尔、柴达木和塔里木盆地。海相含油层位在台湾西部、塔里木西南部的喀什海湾和东海、南海地区。

膏盐：古近纪干旱气候带广布，膏盐产地较普遍。西起喀什海湾，南达滇西兰坪、思茅地区和广东三水盆地，东至江汉、衡阳等盆地都有膏盐矿床。山东大汶口附近还发现有钾盐存在。新近纪的盐类沉积仅见于西北柴达木、吐鲁番等盆地。第四纪青藏高原、咸湖中含硼盐矿床也是我国西部的重要矿产资源。

第十六章 地质历史时期的重大地质事件

前面章节分别侧重从古生物地史学的不同方面、不同时代和不同地区阐述了古生物地史学的研究内容、方法和不同时代的地史特征。本章将以重大地史事件为线索，阐述岩石圈、生物圈、水圈和大气圈在地质历史中发展、演变的基本特征和规律。

岩石圈、生物圈、水圈和大气圈在整个地史时期的发展、演变史是事件过程与正常过程的交替史，事件过程则构成了地史发展的主旋律，揭示事件过程的特征和规律是古生物地史学乃至地球科学的重要任务。

第一节 岩石圈事件

一、联合古陆旋回

在岩石圈的形成和演化中，最引人注目的地史事件是联合古陆(Pangea)旋回。一般认为，在地质历史中曾经出现过5次联合古陆，它们可分别称之为始联合古陆(PⅠ)、原联合古陆(PⅡ)、古联合古陆(PⅢ)、中联合古陆(PⅣ)和新联合古陆(PⅤ)，其成型期分别为太古宙末(约2500Ma)、古元古代末(约1900Ma)、中元古代中(约1400Ma)、新元古代中(约850Ma)和古生代末(250Ma)。

始联合古陆(约2500Ma)，是岩石圈形成演化过程中早期较广泛的一次固结事件，以部分熔融地壳的快速冷却和陆核的广泛形成为标志，尽管这些陆核的固结并非都在同一时代形成，如：南非的罗得西亚陆核、特兰斯瓦(Transvval)陆核和中非的安哥拉陆核在3000Ma左右就已固结，但太古宙末期的阜平运动(中国)、肯诺尔(Kenoran)运动(北美)、撒母(Samic)运动(东北欧)及其花岗岩侵入的时间大都在2500Ma左右。因此，始联合古陆的成型期为太古宙末，约2500Ma左右，构造组成为绿岩带和其间的花岗质岩带。康迪(Condie，1990)根据北美大陆同位素年龄资料推算，现今大陆体积的40%在太古宙末就已形成，其增长速率约为3km³/a。

原联合古陆(约1900Ma)，以陆核的进一步固化、扩展和集结，即原地台的形成为特征，古元古代末期(1800～1900Ma)的吕梁运动(中国)、卡瑞里(Karelic)运动和赫德孙(Hudsonian)运动(欧美)使其最终成型。随着原联合古陆的形成，海、陆相沉积分异，红层、赤铁矿和似盖层沉积开始出现，这是沉积史中具划时代意义的重大地史事件。

古联合古陆(约1400Ma)，主要特征是原地台的进一步固化和集结，在中朝、西伯利亚、俄罗斯、中非和澳洲等陆块上似盖层沉积、碳酸盐岩进一步增多，在空间分布上古联合古陆呈经向半球形分布[图16-1(a)]，其成型时代大体在1400Ma左右。

中联合古陆(约850Ma)，经过太古宙以来多次构造-岩浆活动的改造，元古宙晚期由晋宁运动(中国)、哥德(Gothic)-格林威尔(Grenvillian)运动(欧美)形成了具有真正地台双层结构的岩石圈巨型稳定块体，在空间分布上，中联合古陆呈纬向半球形分布[图16-1(b)]，其成型时代大体在850Ma左右。

新联合古陆(250Ma)，这是自太古宙以来，岩石圈块体的一次最大规模的聚集事件，成型于晚海西期-早印支期(250Ma左右)。在空间分布上，大陆型联合古陆呈典型的经向半球型分布，北半球称劳亚大陆，南半球称冈瓦纳大陆，夹持于二者之间呈向西开口的"V"字形广大区域为南、北古特提斯多岛洋，它们在地貌特征和构造性质上类似现今的西太平洋和加勒比海。今天我们所看到的一级资源环境和海陆分布格局就是在此基础上裂解、漂移形成的。大量的地球科学资料表明，与新联合古陆的形成相伴的是：陆地面积大量增加，浅海面积急剧减少，地球半径缩减(其缩减值相当于现代地球半径的5%)，古地磁转向(伊拉

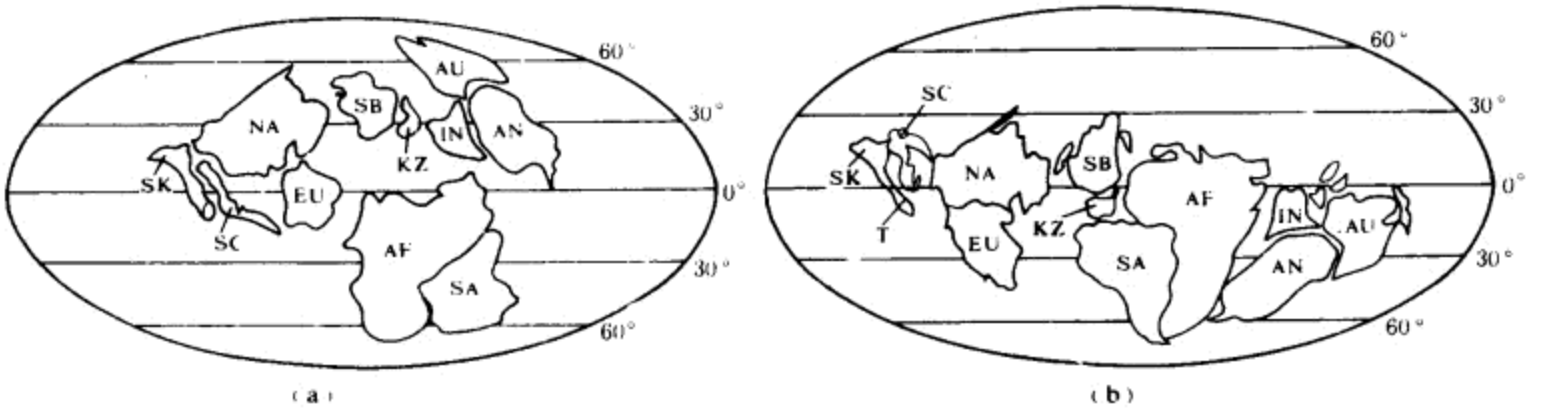


图 16－1　古联合古陆(a)和中联合古陆(b)再造

(据王鸿祯等,1996 简化)(图中代号参考图 16－2)

瓦拉转向),碳同位素、铱异常,气候变冷,海平面下降,缺氧沉积、盐类沉积发育,峨眉玄武岩、通古斯玄武岩喷发,地核和大地水准面偏移,浅海生物大绝灭,大量陨石撞击地球。

二、新联合古陆的形成、分裂及存在证据

在联合古陆旋回中,新联合古陆在时间上离我们最近,留下的痕迹最多、最典型,是我们了解得最清楚的联合古陆事件。新联合古陆的形成始于新元古代中期,定型于晚海西期-早印支期(250Ma 左右),由冈瓦纳大陆和劳亚大陆组成(图 16－2)。冈瓦纳大陆(Gandwana)又名南方大陆,包括现代的南美洲、非洲、

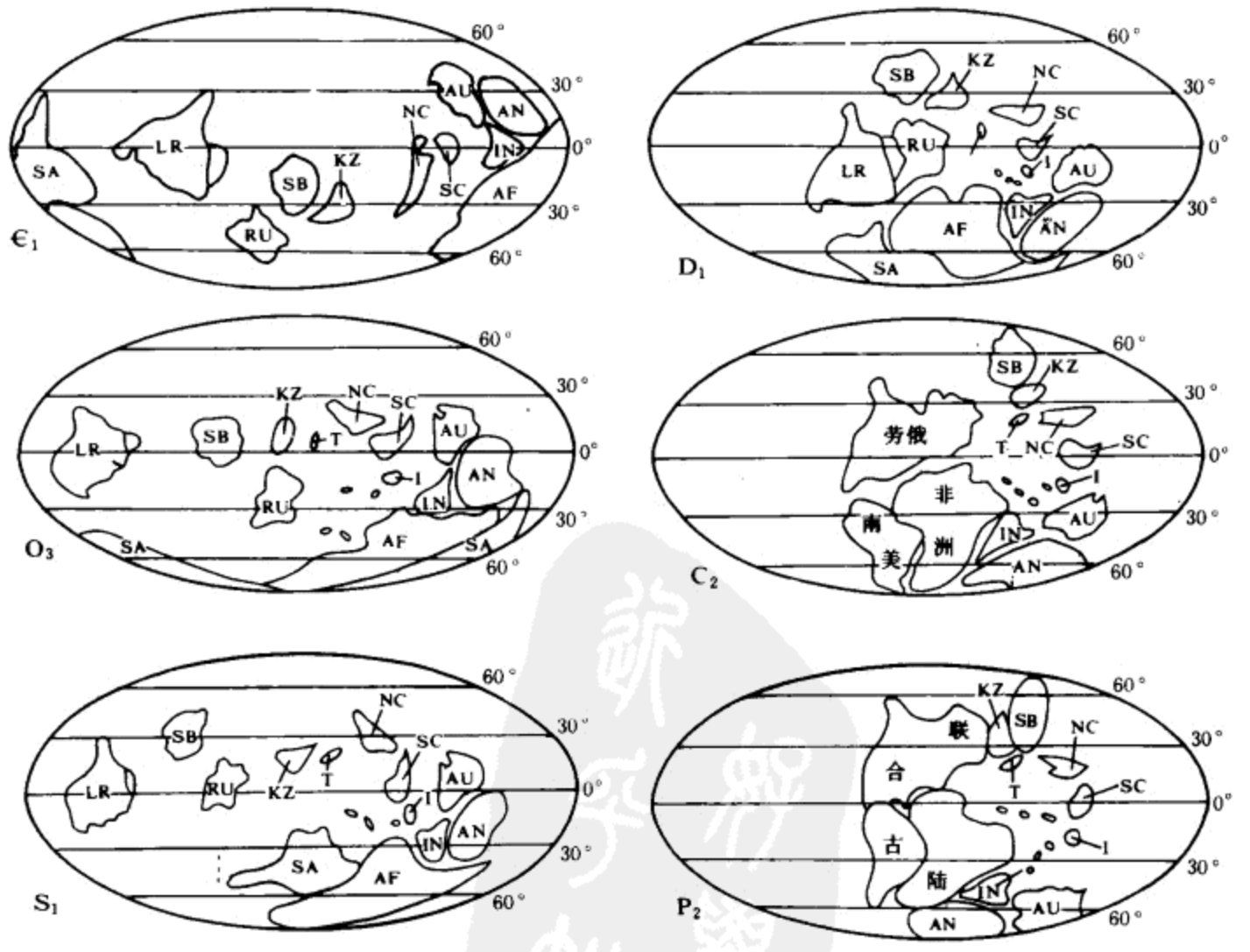


图 16－2　新联合古陆的形成史

(据王鸿祯等,1966,1989;Scotese 等,1990 综合)

冈瓦纳大陆:AN. 南极洲;AU. 澳大利亚;IN. 印度;AF. 非洲;SA. 南美;劳亚大陆:LR. 劳伦;RU. 俄罗斯;KZ. 哈萨克斯坦;SB. 西伯利亚;NC. 华北;SC. 华南;T. 塔里木;I. 印支

阿拉伯半岛、印度、中国的西藏、澳洲和南极洲；劳亚大陆(Laurasia)又名北方大陆，包括现代的北美洲、欧洲和亚洲大部。在新联合古陆的形成过程中有3次较为重要的板块拼贴、碰撞事件：志留纪末期，北美板块与俄罗斯板块的碰撞，导致加里东洋的消失和劳俄大陆的形成；在我国则表现为华夏板块与扬子板块的碰撞，导致东南海槽的消失和华南板块的形成，华北板块与柴达木板块的碰撞，使祁连山洋消失和华北板块进一步扩大。石炭纪晚期，北美板块与非洲板块碰撞、西伯利亚板块与哈萨克斯坦板块碰撞，使已有的陆块面积进一步扩大。二叠纪晚期重要的板块拼贴、碰撞事件是西伯利亚板块与欧洲板块和华北板块的碰撞，最终导致新联合古陆的形成。从图16－2可以看到，新联合古陆的形成史是离散小板块漂移、拼贴，分散陆块的对接、碰撞，劳亚大陆总体向北运动、旋转，冈瓦纳大陆总体上经历了由赤道向南，又由南向北的运动漂移过程。

新联合古陆的裂解，在时间上可分为初裂期(晚三叠世—侏罗纪)和速裂期(白垩纪—第四纪)，在空间上西冈瓦纳大陆(包括南美洲和非洲)早于东冈瓦纳大陆(包括澳洲、南极洲、印度和西藏)。新联合古陆的分裂、漂移史就是现代海陆分布格局和大西洋、印度洋和北冰洋的形成史以及太平洋构造域的发展、演变史。三叠纪晚期至侏罗纪，北美南部和非洲西北部首先开裂，形成玄武岩喷发和厚达7000m的裂谷型沉积，至晚侏罗世，中大西洋形成。白垩纪—古近纪，非洲板块与南美板块、北美板块与欧亚板块快速分裂，先后形成南大西洋、北大西洋和北冰洋；在这一时期，印度板块、非洲板块、澳大利亚板块和马达加斯加板块离开南极洲板块，快速向北漂移，形成印度洋(图16－3)。白垩纪--古近纪，太平洋构造域主要表现为，太平洋板块迅速向西、北、东增生扩展，库拉板块、法拉隆板块和菲尼克斯板块不断消减(图16－4)，古近纪初期太平洋板块已占据太平洋水域的大部；始新世时，太平洋板块在运动方向上发生重大调整，即由北北西转为北西西，现在太平洋中的天皇海岭火山链(水下)和夏威夷群岛在排列方向上的戏剧性变化就是

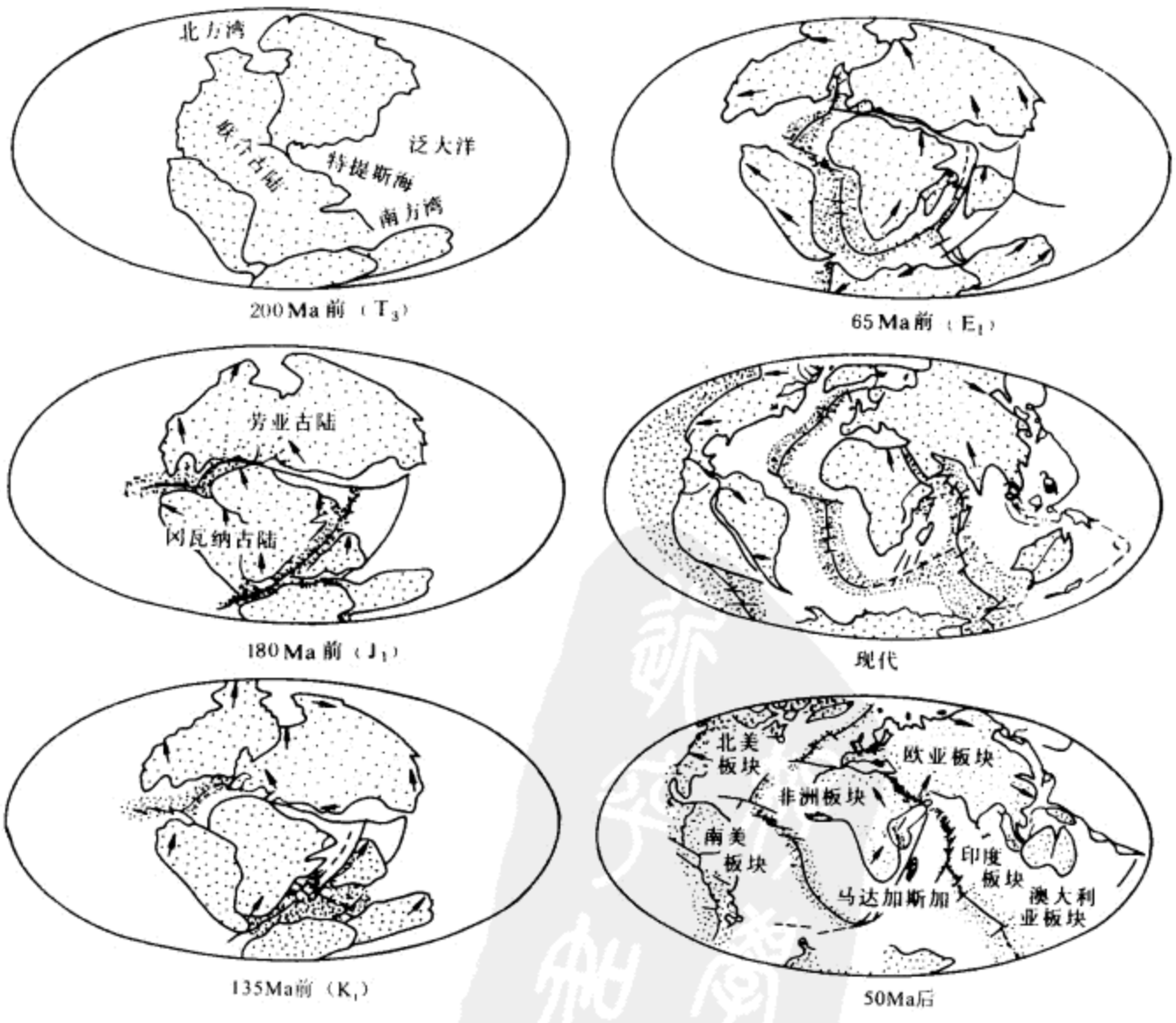


图16－3 新联合大陆分裂过程复原图

(据 Allegre,1983)

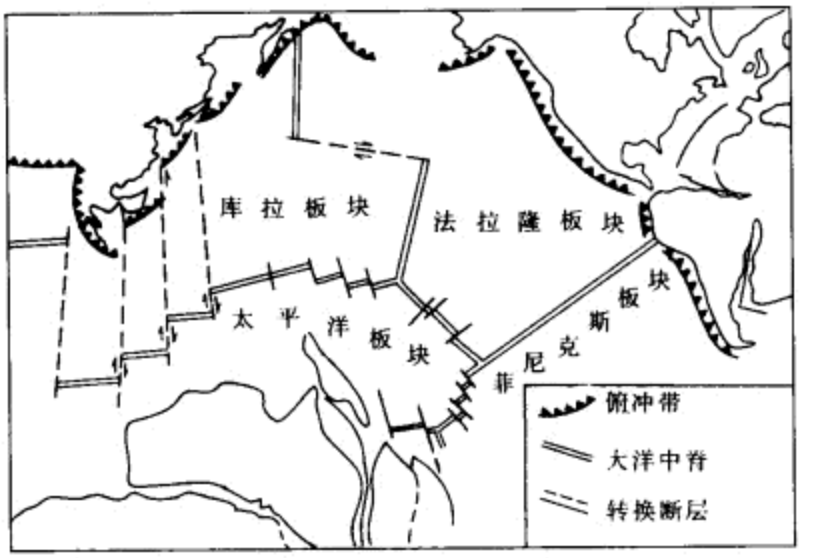


图 16－4　早白垩世太平洋中的古板块构造

（据 Hilde, *et al.*, 1977; Uyeda *et al.*, 1974）

这次调整的地史记录。新近纪，现代海陆分布格局即已形成，然而，直至今天新联合古陆的分裂、漂移过程仍在继续。

新联合古陆的存在和分裂证据主要包括古生物学、古气候学和沉积学、地层学、古地磁学和构造学等方面（图 16－5、图 16－6、图 16－7），它们不仅是新联合古陆存在和分裂的证据，也是大陆漂移和板块学说

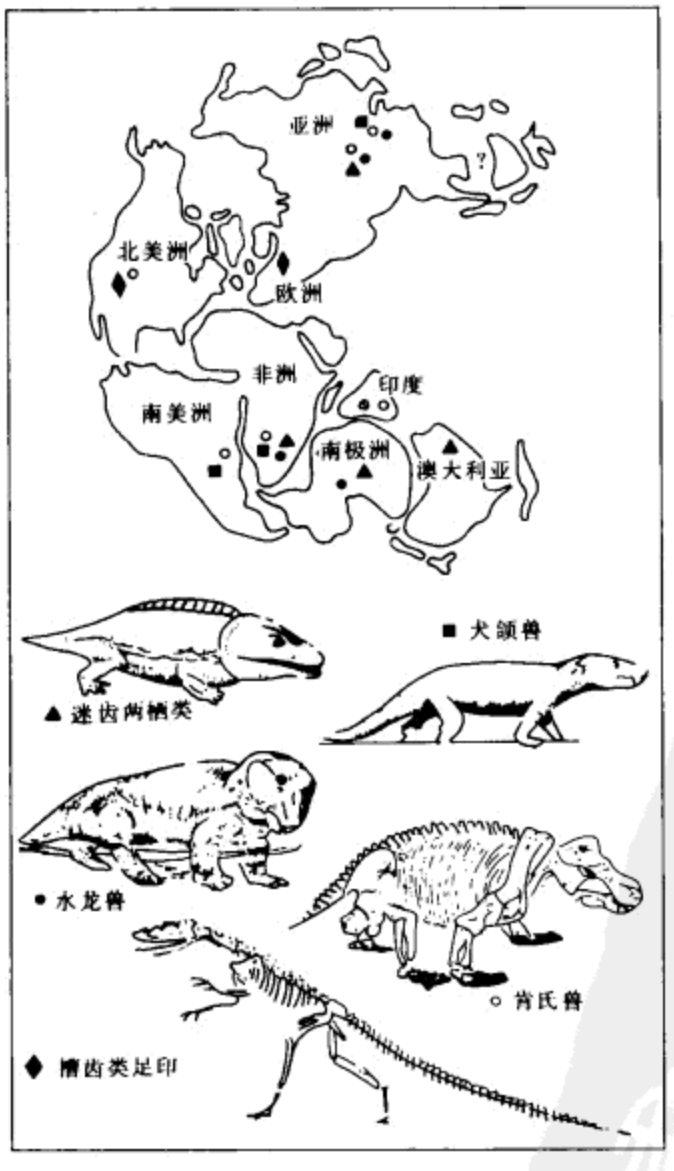


图 16－5　二叠纪—三叠纪（距今 200～270Ma）的联合古陆及水龙兽、肯氏兽等动物群的分布

（据 Sullivan, 1974, 修改）

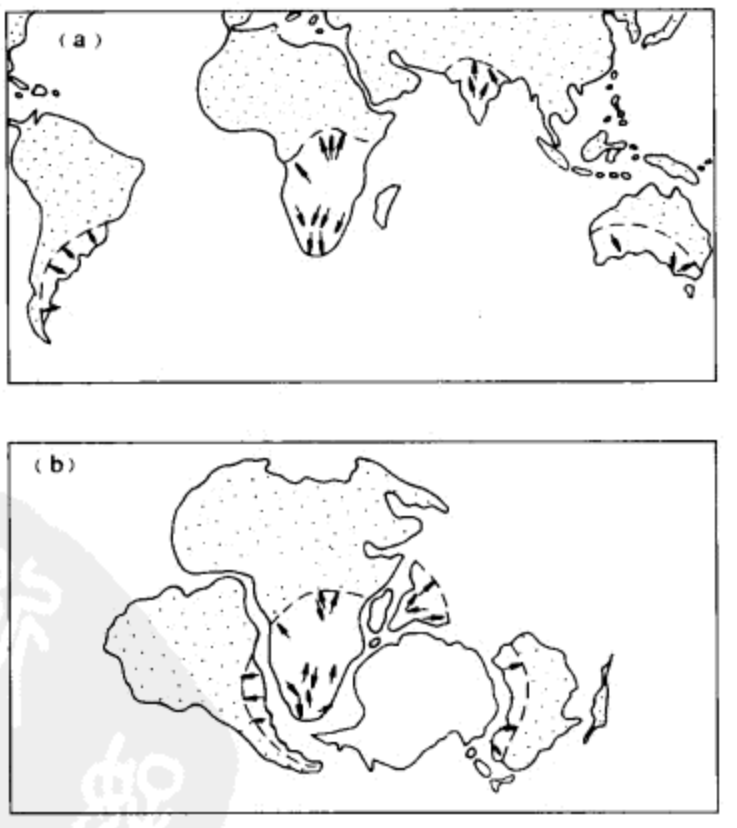


图 16－6　古冰川与大陆漂移

（引自 Judson *et al.*, 1976）

(a) 晚古生代冰川在现代大陆上的分布，箭头代表古冰川的流动方向；(b) 晚古生代冰川在冈瓦纳古陆上的分布

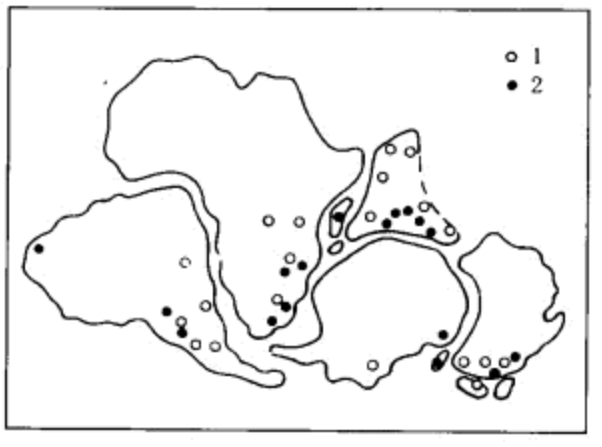


图 16-7 舌羊齿植物群分布图
(据 Windley,1977)
1. 石炭纪 二叠纪舌羊齿;2. 二叠纪三叉羊齿

的重要支撑。

第二节 生物圈事件

一、早期生命事件

地球上所有生物及其生存和相互作用的环境构成了生物圈。由于人与生物圈的密切关系,长期以来,吸引了众多地球科学家和生命科学家对生物圈研究的兴趣,在探索早期生命的起源和演化方面积累了丰富的资料,取得了重要进展。在生物圈的发展演化过程中最引人注目的早期生命事件有:

1. 生命化学演化的结束和生物演化的开始

在格陵兰 3800Ma 前的太古宙沉积岩中,人们发现了由非生物途径合成的碳氢化合物,这一重大发现被认为是生命化学演化的结束和生物演化的开始(Cloud, 1983); Shidlowski 等(1979)从地球化学角度依据碳同位素比率认为生物过程开始于 3800Ma 前。在澳大利亚西海岸 3400～3500Ma 前的太古宙沉积岩中发现的丝状体、链状体化石,可能代表了最早的菌藻类生物体。最早的确凿的原核生物,包括菌类和部分微古植物(疑源类)、叠层石分别见于南非的特兰斯瓦(Transvval)超群(2300Ma)和加拿大的甘弗林(Gunflint)组(1950～2000Ma)。

2. 真核生物的出现

为人们熟知的最早的真核生物见于美国的贝克泉(Back Springs)组(1300～1400Ma)。近年来,我国古生物学工作者相继在蓟县系雾迷山组(1300Ma)、长城系高于庄组(1430Ma)、团山子组(1700Ma)和长城系底部(1800Ma)及滹沱群豆村亚群(2400～2500Ma)中发现宏体多细胞藻类(真核生物)和单细胞真核浮游藻类及简单真核生物化石的重要线索,将真核生物的出现时间推前到元古宙早期,即 1800Ma 前,甚至 2400Ma 前,当然,这一事实的确证尚有待进一步研究。

3. 后生动物的出现

为人们熟知的最早的后生动物见于澳大利亚 Ediacara(伊迪卡拉)地区的庞德石英岩中,因此,伊迪卡拉动物群(距今约 560Ma)就成为人们熟知的最早的后生动物的代名词。伊迪卡拉动物群具有与寒武纪以后的后生动物完全不同的生物结构,不能简单地与已知的水母类、海鳃类、蠕虫类等后生动物对比。近年来发现于我国贵州瓮安陡山沱组中的磷酸盐化的微管化石(可能属后生动物的刺胞类),据认为是比伊迪卡拉动物群更早的后生动物化石(距今约 570Ma)。大量前寒武纪遗迹化石报道表明,后生动物的遗迹化石记录远远早于后生动物的实体化石记录,但许多材料尚有待进一步确证。

4. 带壳后生动物的出现

以多门类小壳化石的大量出现为特征,是确定显生宇底界的重要标志,是后生动物演化史中又一里程碑性的生物演化事件,它不仅开创了生物造岩,水圈、大气圈、生物圈和岩石圈中 O_2、CO_2 等的循环的新纪元,而且使生物保存为化石的可能性大大提高,大量带壳后生动物的出现时间为显生宙的开始,即 543Ma。

5. 寒武纪生物大爆发

在我国云南澄江下寒武统筇竹寺阶 Eoredlichia 化石带中,由我国古生物学工作者(张文堂,1987;陈均远,1989)发现的澄江动物群(距今约 540Ma),化石之多,类型之丰富(包含了从低等的海绵动物到高等的脊索动物的几乎所有现存动物门,此外,尚有一些难以归入任何已知动物门的奇异类群),保存之精美,与前寒武纪动物化石的极度贫乏,形成鲜明对比,难以用正常的生物演化和化石保存来解释,被科学界誉为寒武纪生物大爆发。与澄江动物群类似的尚有凯里动物群(贵州台江县中寒武统凯里组中部,赵元龙,

1994)和布尔吉斯页岩化石群(Fossils of the Burgess Shale,加拿大不列颠哥伦比亚省下寒武统,Morris, Whittington, 1985)。

二、生物集群绝灭事件

Raup(1986)认为,生物圈形成以来,地球上曾经存在过 40 多亿种动植物,其中绝大部分均生活在显生宙。但现今只有几百万种生物,99.9%的生物均已绝灭。绝灭是指生物完全绝种而不留下后裔。如果某生物演变为新种,从而在地史中消失,称之为假绝灭。地史中任一时期均有物种绝灭,其绝灭率(单位时间内绝灭的物种数)维持在一个低水平上,通常为每百万年绝灭 0.1～1.0 个物种,这种绝灭称之为背景绝灭。地史时期,若多门类生物近乎同时绝灭,使绝灭率大幅度升高,这种绝灭称之为集群绝灭。集群绝灭的主要特征是:在较短的时间内(通常 1～2 个阶或更短)或在同一时间内主要生物类别或大量生物突然消失,生物分异度和生物量骤然降低。生物的集群绝灭是生物出现以来生物圈最引人注目的重大生物事件之一。据统计,显生宙明显的生物集群绝灭有 15 次之多(图 16－8),重大集群绝灭有 5 次,即:奥陶纪—志留纪之交(444Ma)、晚泥盆世弗拉期—法门期之交(375Ma)、二叠纪—三叠纪之交(251Ma)、三叠纪—侏罗纪之交(200Ma)和白垩纪—古近纪之交(66Ma),其中绝灭率最高的是二叠纪—三叠纪之交和白垩纪—古近纪之交。

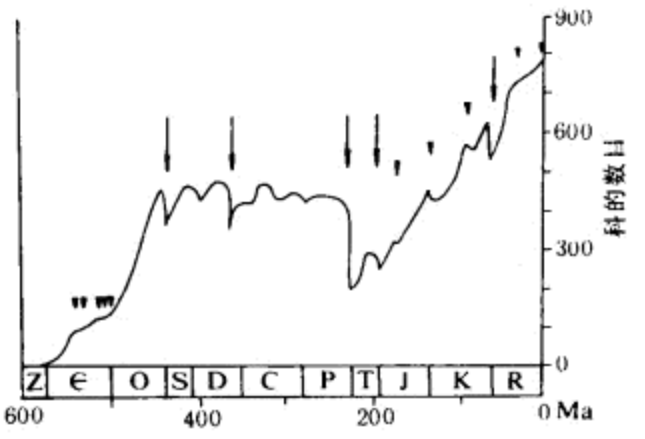


图 16－8　显生宙海生动物主要绝灭事件及分异度变化

(据 Raup & Sepkoski, 1982)

箭头示 5 次重大绝灭;三角号示较小绝灭

1. 奥陶纪—志留纪之交的生物集群绝灭

这次绝灭发生于奥陶纪末期的阿什极尔期,大约有 100 个科的生物绝灭了。主要绝灭的生物门类和绝灭量为:三叶虫 21 科,鹦鹉螺类 13 科,具铰纲腕足类 12 科,海百合 10 科;在属种级别上绝灭率更高,如腕足类属的绝灭率为 60%、种的绝灭率可达 85%,笔石种的绝灭率则高达 87%。这次绝灭事件对低纬度热带地区生物的影响较大,对高纬度地区和深水区生物的影响较小。

2. 晚泥盆世弗拉斯期—法门期之交的生物集群绝灭

在这次绝灭事件中,受影响最强烈的生物类别主要有珊瑚(25 科)、具铰腕足类(17 科)、菊石(14 科)、海百合(13 科)、盾皮鱼类(12 科)、层孔虫(11 科,几乎全部绝灭)、三叶虫(8 科)、介形虫(10 科)。在属种级别上,绝灭率较高的生物类别是:层孔虫(几乎全部绝灭),竹节石(几乎全部绝灭),四射珊瑚的浅水种(96%)、深水种(60%～70%),浮游植物(90%),腕足类(86%),菊石(86%),三叶虫(57%)。

3. 二叠纪—三叠纪之交的生物集群绝灭

这是显生宙以来的最大集群绝灭事件。据统计,这次绝灭事件导致科数减少 52%,物种数减少 90%以上(Sepkoski, 1982)。受影响最大的是海洋生物界,特别是底栖生物和窄盐性生物(表 16－1)。绝灭的主要类别有:筵目、四射珊瑚亚纲、床板珊瑚亚纲、始铰纲腕足类、喙壳纲、软舌螺纲、三叶虫纲、古介形类和海蕾纲。古腹足目、变口目和隐口目苔藓虫、具铰纲腕足类、海百合纲、蜥蜴类、两栖类、兽孔目爬行类也急剧衰落。

4. 三叠纪—侏罗纪之交的集群绝灭

发生于三叠纪末期的诺利克生物绝灭事件造成 60 个科的海洋生物绝灭,科的绝灭率为 20%。受影响的主要生物类别为牙形石类(全部绝灭)、菊石(31 科)、海生爬行类(7 科)、腹足类(6 科)、双壳类(6 科)和具铰腕足类(5 科),双壳类的属种绝灭率可达 42%和 92%。陆生脊椎动物在这次绝灭事件中也受到很大影响。

表 16-1 二叠纪末期主要生物类别(属)统计表

生物类别	长兴早期	长兴晚期	早格里斯巴赫期	绝灭率(%)
鎚	18	14	0	100
非鎚有孔虫	77	77	4	94.8
四射珊瑚	16	11	0	100
床板珊瑚	6	4	0	100
腕足	13	7	8	85
双壳	64	59	30	64
菊石	22	19	8	91
牙形石	21		19	10
总计	242		69	78.5

据殷鸿福等,1987 年资料编制,绝灭率=长兴期某类生物绝灭属数/长兴期该类生物总属数。

5. 白垩纪—古近纪之交的集群绝灭

这是显生宙以来的第二大集群绝灭事件。据统计白垩纪末,生物圈有 2868 个属,新近纪初仅剩 1502 个属(Russell,1977)。其绝灭率为:淡水生物达 97%、海洋浮游微生物为 58%、海洋底栖生物为 51%、海洋游泳生物为 30%。受影响较大的生物类别是:恐龙(全部绝灭)、菊石(全部绝灭)、箭石(全部绝灭)、固着蛤类(全部绝灭)、头足类(17 科)、海绵类(15 科)、双壳类(12 科)、腹足类(11 科)、海胆类(8 科)、硬骨鱼类(6 科)。整个生物圈属的绝灭率达 52%,受影响最大的是陆地上的恐龙和海洋生物界的漂游生物,也包括一些底栖生物类别。

不同的生物绝灭事件,有不同的原因,概括起来可归结为 3 种:其一,地外因素,包括小行星、彗星对地球的撞击,超新星爆炸,太阳耀斑等。当大量外星对地球撞击时,可快速引起大气层升温、海平面上升、海水分层紊乱和物理化学条件巨变,撞击产生的尘埃可以遮挡阳光引起气候变冷,撞击产生的有毒气体也能引起生物死亡,如:晚泥盆世弗拉期—法门期之交、三叠纪--侏罗纪之交和白垩纪—古近纪之交的生物集群绝灭。其二,地内因素,包括全球性海平面变化、气候的冷暖巨变、大规模的火山爆发和地球物理场的巨变等,如:二叠纪-三叠纪之交和奥陶纪-志留纪之交的生物集群绝灭。其三,生物演化的内在因素,包括基因突变和生物体结构的巨变,如:伊迪卡拉动物群的绝灭。

综上所述,随着地质时代变新,生物圈演化表现出明显的加速性、前进性。2500Ma,1800Ma,1400Ma,250Ma 前后不仅是岩石圈发展、演化的重要里程碑,也是生物圈乃至水圈和大气圈发展、演化的重要里程碑,表现出圈层演化的协同性和耦合效应。

第三节 水圈和大气圈事件

一、特色沉积和事件

1. 特色沉积

特色沉积是指具有标志地史发展阶段的沉积类型或沉积组合。这类沉积主要发育于地史发展的早期阶段,典型的特色沉积包括碎屑铀岩沉积、条带状硅铁沉积、最早的红层沉积和臼齿构造(molar tooth structures)。碎屑铀岩沉积和条带状硅铁沉积是太古宙和古元古代早期还原水圈和还原大气圈的特色沉

积类型，1900Ma 或 2300Ma(层位与五台群相当)以后这类沉积就不复存在。最早的红层沉积始见于中元古代初期，是还原水圈和还原大气圈向含氧水圈和含氧大气圈转化的标志。

2. 气候变冷事件

地史中 3 次著名的全球性或跨区域的气候变冷事件分别发育于南华纪、晚石炭世—早二叠世和第四纪，另一次持续时间较短和影响范围较小的气候变冷事件发育于晚奥陶世—早志留世。气候变冷事件的主要特征是：冰碛岩发育，大陆冰盖沉积分布范围较广，非暖水碳酸岩发育，生物礁、暖水碳酸岩和非骨屑颗粒(如鲕粒、球粒等)的发育受到抑制，碳酸盐岩的沉积速率低(<10cm/1000a)，气候分带显著，全球平均温度大幅度降低，$\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 表现出明显的异常，大气中二氧化碳的分压低。地史中 3 次著名的全球性或跨区域的气候变冷事件的重现周期大体为 290Ma，与银河年，即太阳系围绕银河系中心暗体旋转一周的时间正好吻合(图 16－9)。

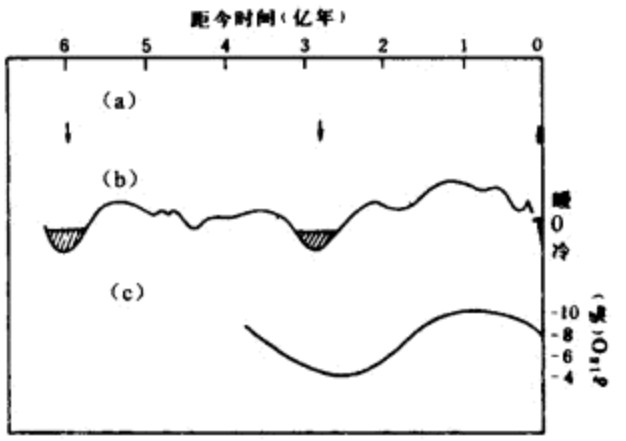


图 16－9　显生宙全球气候变冷事件与银河年

(a)银河年，按间隔 2.9 亿年，由目前反推点绘；(b)全球平均温度变化(Frakes，1979)；(c)北美淡水碳酸盐沉积 $\delta^{18}O$ 比值变化(据 Weber，1964)

3. 缺氧事件

大量的资料表明，地史中大规模的缺氧事件沉积主要发育于寒武纪初期、奥陶纪—志留纪之交、晚泥盆世弗拉期—法门期之交、晚石炭世—早二叠世、二叠纪—三叠纪之交和三叠纪—侏罗纪之交，除寒武纪初期和晚石炭世—早二叠世的缺氧事件外，其他 4 次分别与显生宙的 4 次生物集群绝灭的时间大体吻合。Berner 等(1989)根据有机碳和黄铁矿中的硫的埋藏和风化速率，估算出显生宙大气圈氧的演化水平(图 16－10)，其中寒武纪初期、二叠纪—三叠纪之交和三叠纪—侏罗纪之交的缺氧事件与大气圈中低氧水平基本一致。这表明大规模缺氧事件的成因是复杂的，与地史中动植物的演化、大气圈中氧含量的变化和气候等因素存在一定的成因联系。

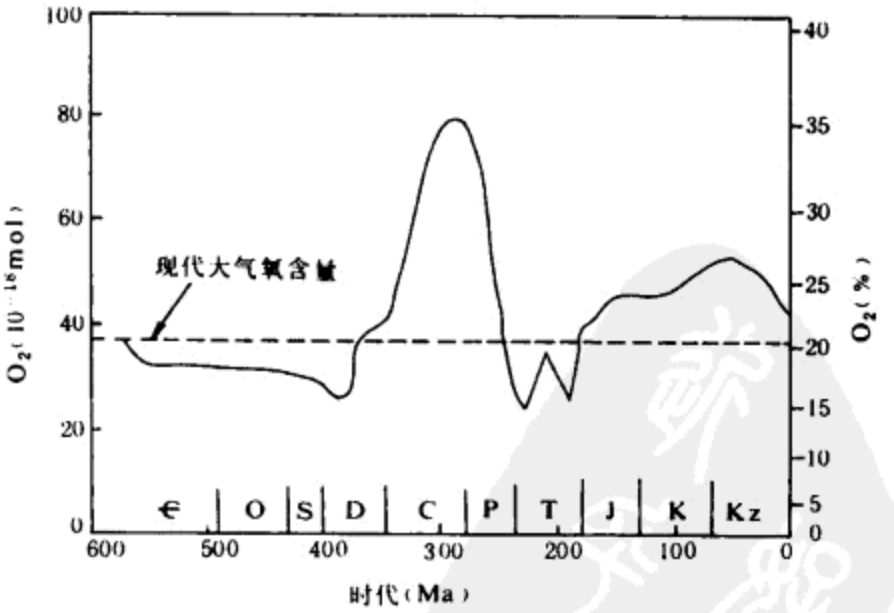


图 16－10　显生宙大气圈的氧含量曲线(据 Berner 等，1989 简化)

二、海平面变化

对地球表层系统而言，固、液态水和盆地容积的消长，气候的冷暖、干湿导致的海平面变化，是地球乃

至天、地、生系统发展和演变及相互耦合的灵敏指示剂，它携带有水圈、气圈、生物圈和岩石圈等地球流态圈与固态圈自身运动和相互作用的丰富信息。海平面变化与地球流态圈与固态圈的关系就象人体的血液循环和脉搏与人体的关系一样。海平面变化特征和规律的研究不仅有重要的理论意义，而且与资源、环境、人类文明和可持续发展息息相关。地史时期水圈和大气圈中的众多事件均不同程度地与海平面变化相关。不论是从整个地史时期和全球范围来看，还是从某一地史时期和区域范围来看，海平面变化在时间上具明显的节律和级序结构，在成因上则表现出圈层耦合效应，显生宙两次最大规模的高海平面期发育于奥陶纪和白垩纪，与显生宙两次最大的气候温暖期和构造活跃期大体同步(图 16－11)。

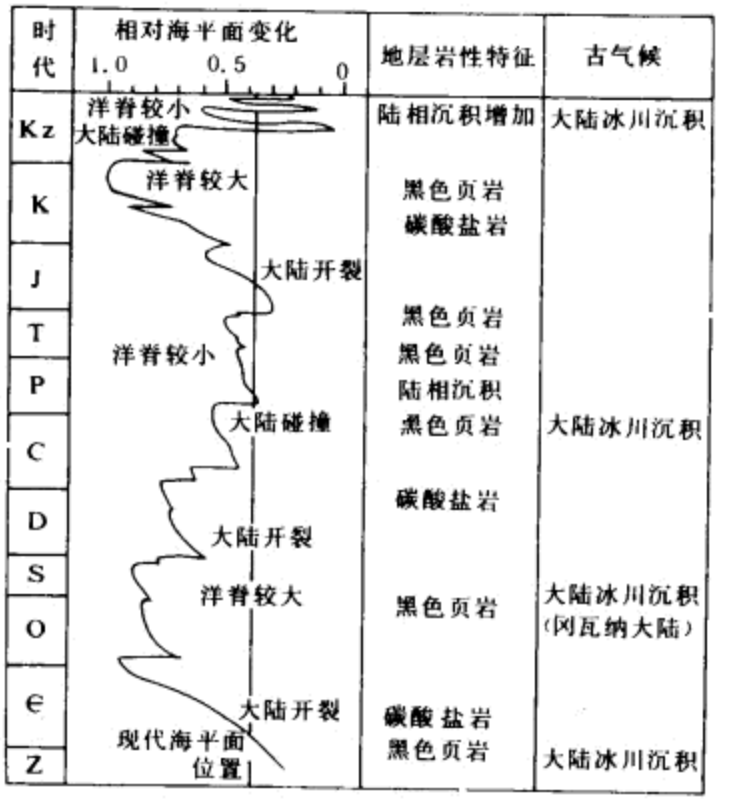


图 16－11 震旦纪以来全球海平面变化与沉积和构造事件的关系

(据龚一鸣等，1996 修改)

岩石圈、生物圈、水圈和大气圈在地质历史中既有其各自特殊的发展、演化过程和标志性的地质记录，也有其普遍的自然规律，随着地质时代变新，岩石圈、生物圈、水圈和大气圈的演化均表现出明显的加速性和前进性。

联合古陆的聚散旋回是岩石圈发展、演化过程中最高层次的重大地史事件。在时间上，曾经出现过 5 次联合古陆的聚散，具有大体 600Ma 的等距性演化周期；在空间上，具有经向—纬向交替分布的的特色，这一特征预示着岩石圈乃至整个地球在发展、演化过程中存在稳定的长周期天文背景和核幔运动规律的制约。

重要新生生物类别的出现和已有生物类别的集群绝灭是生物圈发展、演化过程中里程碑性的重要地史事件，太古宙以来生物圈的发展、演化过程具明显的前进性、加速性和非线性。海平面变化是水圈和大气圈发展、演化的重要表现形式，层序地层研究是查明其特征和规律的有效手段；液态水量与固态水量的消长和海洋盆地容积的变化是导致全球海平面变化的两个独立参数，两者的独立变化和相关变化构成海平面变化的复杂成因类型；至少从中元古代以来，随着地质时代变新，同级层序反映的海平面变化周期逐渐缩短，反映水圈和大气圈加速发展、演化的特点，与地球自转速度随地质时代变新而逐渐减慢形成鲜明对比。

附录

古生物地史学实习指导书

实习一　化石的保存类型及石化作用

一、预习内容

复习古生物的研究对象——化石以及化石保存类型、石化作用等部分章节,做到概念明确。

二、实习要求

(1)通过实习标本的观察,了解并掌握化石的各种保存类型、各种类型的特点及含义。根据特点和定义达到能实际辨别化石的能力。

(2)结合标本了解化石形成的过程以及石化作用的定义及类型。

(3)通过实习全面了解化石的定义。

三、实习内容

1. 实体化石

(1)未石化或微石化的实体化石

该类化石如琥珀中的昆虫化石等(此类化石甚少,可用幻灯或挂图)。

(2)不同石化作用下形成的实体化石

①矿质充填作用:脊椎动物骨骼化石,珊瑚。

②置换作用:各种矿化(钙化、硅化和黄铁矿化)标本。

③炭化(升馏作用):笔石动物和植物叶片所留下的炭质薄膜。

2. 模铸化石

看标本过程中配合模型来理解各类型化石的形成机制并把其所表现的构造特点与围岩的空间关系联系起来。

(1)印痕化石:植物叶片印痕,不具硬体的动物印痕(如水母印痕等)。

(2)印模化石:外模(三叶虫、腕足类等)和内模(双壳类、腕足等)。

(3)核化石:如腕足类、双壳类、腹足类等的核化石。

(4)铸型:如头足类等的铸型。

(三)遗迹化石

(1)古人类使用的工具,如各种石器。

(2)生物生活活动所形成的遗迹,如动物的潜穴、钻孔、觅食遗迹以及足迹、爬痕等。

(3)生物体的排泄物:如粪化石和蛋化石(如恐龙蛋)。

四、作业与思考题

(1)印模化石与印痕化石如何区分?

(2)外模与外核、内模与内核、内核与外核有何关系?如何区分?

(3)化学化石的定义,研究化石的意义是什么?

实习二 原生动物门簇目

一、预习内容

1. 透视生物显微镜的使用

(1)观察步骤

①放置薄片:将薄片置于载物台中间圆孔上,并用卡夹夹住。

②对光:用反射镜将自然光或灯光折射至视域中心。

③调焦距:先将镜筒下降靠近薄片,然后旋转粗动手轮提升镜筒,同时通过目镜观察至看见化石轮廓止,再旋转微动手轮至图像完全清晰。

④低倍物镜换高倍物镜观察:一般先用低倍物镜观察标本,有时需用倍数高的高倍物镜观察更细小的构造时,必须把镜筒适当调高,然后换成高倍物镜,并下降镜筒靠近薄片,然后旋转微动手轮缓慢提升,直至图像清晰。

(2)注意事项

①用高倍物镜观察时,极易压坏薄片,因此务须按操作步骤进行。

②不得用手指或毛巾拭镜片,如有尘土可用镜头纸或干净毛笔轻轻拭去。

③显微镜用完毕后必须把镜筒放正,用镜罩覆盖,或装入箱内。

二、实习目的和要求

(1)熟悉掌握簇壳的基本构造,并能选择适当切面反映簇壳的构造。

(2)了解簇类的研究方法。

(3)熟悉生物显微镜的使用方法。

三、簇类切片观察方法

1. 切片方向(附图 2-1)

(1)轴切面:通过轴和初房,这是研究簇类最主要的切面,其壳形、大小以及一些主要构造都能在其中得到直接观察,一般构造比较简单的较原始的簇类,只需此切面就可进行准确的属种鉴定,因此该切面是簇类研究不可缺少的。

(2)旋切面(中切面):该切面通过初房垂直轴,是簇类鉴定的一种辅助切面,在该切面上可观察每一壳圈的隔壁数及其间距、旋圈旋卷的松紧、特殊形态(如喇叭形)、旋圈数等。

(3)弦切面:是平行轴但不通过初房的切面,大部分簇类化石也可在该切面上鉴别。

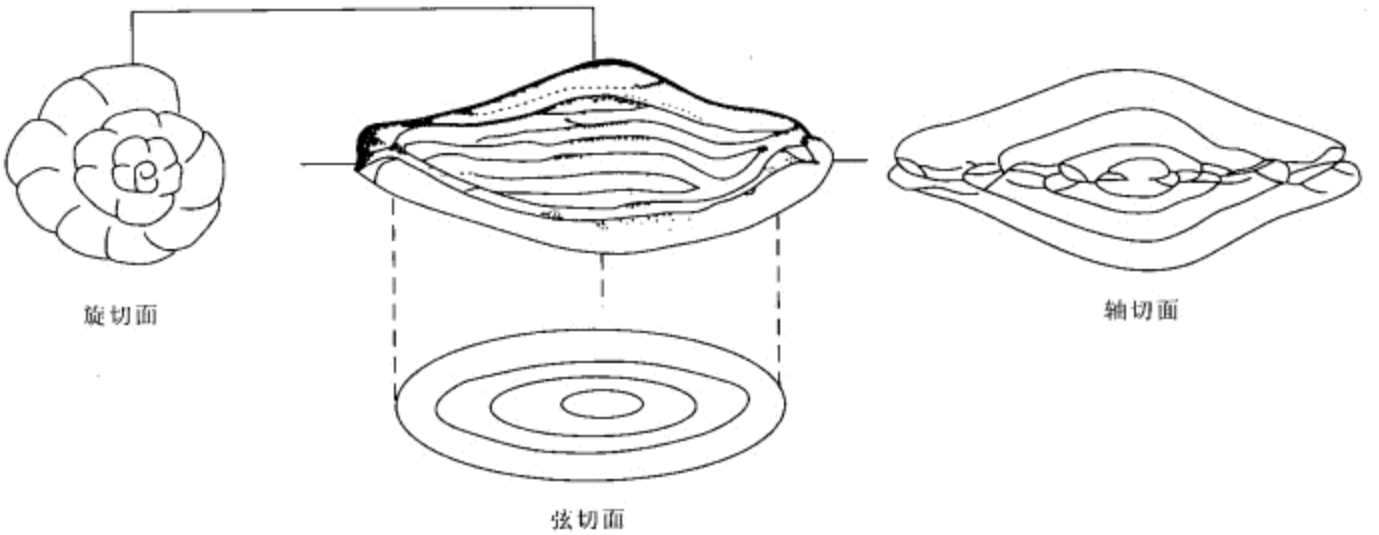
这些切面可以通过旋壁的不同包卷形态进行确定。轴切面的旋壁是上半旋壁两端包下半旋壁。弦切面的旋壁形成封闭的圆或椭圆(相当于同心状)。旋切面的旋壁则由里到外相连贯穿。其他方向的切面,都叫斜切面或偏轴切面。

2. 壳的大小(以壳长为划分依据)

微小——壳长小于 1mm;小——壳长 1～3mm;中等——壳长 3～6mm;大——壳长 6～10mm;巨大——壳长 10～20mm;特大——壳长超过 20mm。

3. 壳的形状

壳形根据壳的旋转方向找出旋轴,再根据壳的轴向长度和壳宽(指垂直于轴的壳的宽度)的比例分为



附图 2－1　䗴的主要切面

3 类：

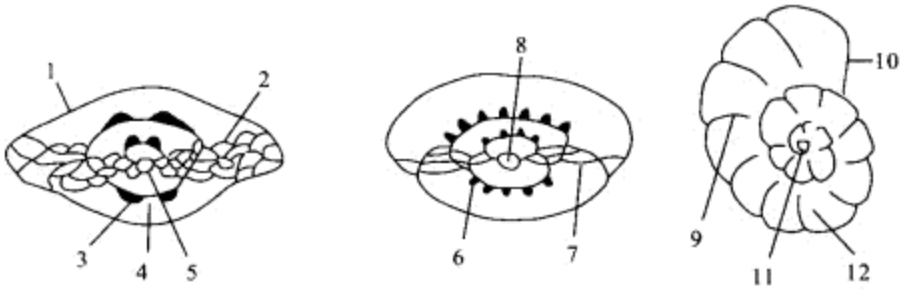
短轴型：透镜形，铁饼状。

等轴型：球形，近方形。

长轴型：纺缍形，圆柱形等。

4. 䗴壳的构造

填写附图 2－2 的构造名称。



附图2-2　䗴壳的构造图

1 _____　2 _____　3 _____

4 _____　5 _____　6 _____

7 _____　8 _____　9 _____

10 _____　11 _____　12 _____

四、实习内容

1. 䗴类的壳形

观　察　内　容	作　图
(1)透镜形(化石：*Ozawainella*)	
(2)方形(化石：*Pseudostaffella*)	
(3)球形(化石：*Verbeekina*)	
(4)纺缍形(化石：*Fusulinella*)	
(5)圆柱形(化石：*Pseudodoliolina*)	

2. 簇壳的大小

(1)小:(化石:*Ozawainella*)(25 页图 4-5,1)。

(2)中等:(化石:*Fusulinella*)(25 页图 4-5,3)。

(3)大:(化石:*Neoschwagerina*)(25 页图 4-5,5)。

3. 簇壳的内部构造

切面上观察簇壳的内部构造(*Fusulinella* 或 *Verbeekina*)

切面	初房大小	隔壁平或褶	旋脊大小	拟旋脊	壳圈数
轴切面					
旋切面					
轴切面					
旋切面					

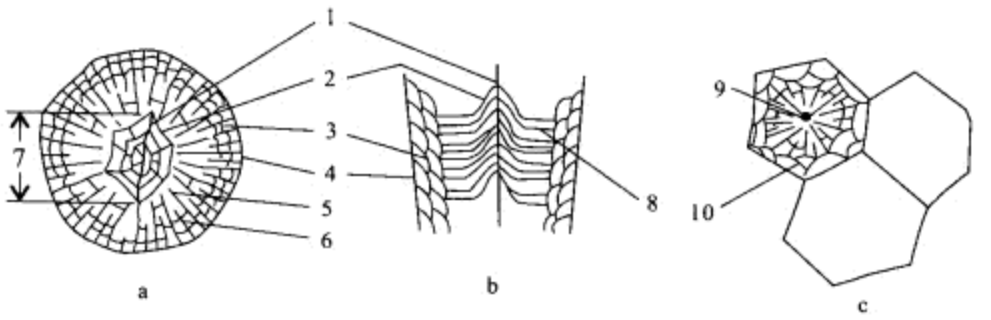
五、作业

绘制 *Fusulinella* 的轴切面图。

实习三　腔肠动物门珊瑚纲

一、预习内容

(1)重点预习四射珊瑚亚纲硬体基本构造及各种构造在纵切面和横切面上表现特点。
(2)了解横板珊瑚的一般特征及基本构造。
(3)填写附图 3－1 的构造名称。



附图3-1　四射珊瑚构造图
（a、c为横切面，b为纵切面）

1. _____　2. _____　3. _____
4. _____　5. _____　6. _____
7. _____　8. _____　9. _____
10. _____

二、实习目的和要求

(1)通过实习掌握四射珊瑚的主要构造特征。
(2)了解横板珊瑚的一般特征和基本构造。
(3)掌握四射珊瑚和横板珊瑚一定数量的化石代表。

三、观察方法

1. 四射珊瑚

(1)外形

①单体形状(参见 26 页图 4－8)。

锥形、柱形、盘状、拖鞋状。

②复体形状(参见 27 页图 4－9)：

a. 块状复体：个体彼此紧密接触，个体间无空隙。又可为多角状(个体断面多角形，体壁完整)、多角星射状(与多角状相似，但体壁局部消失)、互通状(个体体壁全部消失，相邻个体的长隔壁彼此相通)和互嵌状(个体体壁消失，彼此以泡沫板接触)4 种类型

b. 丛状复体：个体间互不接触。包括枝状(个体间不同方向生长)和笙状(个体间近于平行排列)。

(2)内部构造

研究内部构造时一般需有两个切面(横切面和纵切面)。四射珊瑚骨骼构造大致可归纳为 4 个系列。

纵列构造——隔壁(一级和二级隔壁)。在横切面观察。

横列构造——横板。主要在纵切面观察。

边缘构造——鳞板(限于隔壁之间)、泡沫板(在个体边缘,切穿隔壁,大小多不均一)。多在横切面观察,有时以纵切面作参考。

轴部构造——中轴(中央的实心轴),中柱(个体中央蛛网状构造,由辐板,中板和内斜板组成)。以横切面观察为主,有时以纵切面作参考。

(3)确定带型

在系统观察了四射珊瑚骨骼的内部构造后,还需要判断其构造组合类型——带型,实际是纵列构造、横列构造、边缘构造和轴部构造的组合类型(参见 27 页,表 4-1)。

2. 横板珊瑚

也需从横切面和纵切面观察其构造。

(1)要注意外部形态(块状、丛状)和个体断面。

(2)联结构造的有无及类型:联结孔,联结管,联结板等。

(3)横板特征:平直,相互交错的,漏斗状等。

(4)隔壁,泡沫板等。

四、实习内容

1. 四射珊瑚亚纲

(1)外形:

①单体形态(参见 26 页,图 4-8)。

②复体形态:块状复体:看化石 *Hexagonaria*(28 页,图 4-13,1)。

(2)内部构造

①隔壁:注意级数长短,看化石 *Hexagonaria*(28 页,图 4-13,1)。

②横板:不完整横板,看化石 *Hexagonaria*(28 页,图 4-13,1)。

③鳞板:横切面上在个体边部,隔壁之间,看化石 *Hexagonaria* (28 页,图 4-13,1)。

④泡体板:a. 先于隔壁生长,在个体边部,看化石 *Wentzellophyllum*(28 页,图 4-13,5)。

b. 充满整个内腔,看化石 *Cystiphyllum* (28 页,图 4-13,6)。

⑤轴部构造:a. 中轴:看化石 *Lithostrotion*,(28 页,图 4-13,4)。

b. 中柱:横切面表现为蛛网状:看化石 *Polylhecalis*。

(3)化石代表

Tachylasma(28 页,图 4-13,2)。

Kueichouphyllum(28 页,图 4-13,3)。

Hexagonaria(28 页,图 4-13,1)。

Lithostrotion(28 页,图 4-13,4)。

Cystiphyllum(28 页,图 4-13,6)。

Wentzellophyllum(28 页,图 4-13,5)。

2. 横板珊瑚亚纲

(1)外形

横板珊瑚全为复体。分块状和丛状两类。

(2)内部构造

①横板:看化石 *Hayasakaia*(29 页,图 4-16,2),*Favosites*(29 页,图 4-16,1)。

②联结构造

联结孔:看化石 *Favosites*(29 页,图 4-16,1)。

联结管:看化石 *Hayasakaia*(29 页,图 4-16,2)。

(3)化石代表

Favosites(29 页,图 4 - 16,1)。

Hayasakaia(29 页,图 4 - 16,2)。

五、作业

(1)看化石 *Kueichouphyllum*,*Wentzellophyllum*,*Favosites*,作图并标示主要构造。

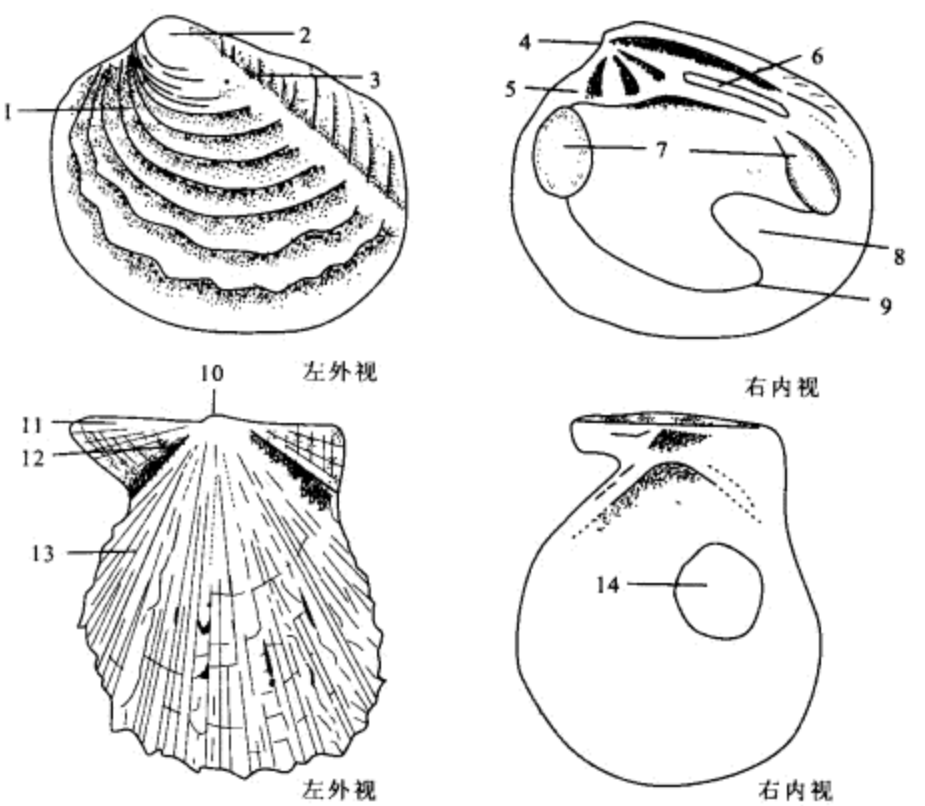
(2)比较四射珊瑚和横板珊瑚异同点。

实习四　软体动物门

双壳纲

一、预习内容

复习双壳纲的基本构造，并填写附图 4－1 的构造名称。



附图4-1　双壳纲构造图

1. _____　2. _____　3. _____　4. _____
5. _____　6. _____　7. _____　8. _____
9. _____　10. _____　11. _____　12. _____
13. _____　14. _____

二、实习目的和要求

(1)掌握双壳纲主要硬体特征。

(2)掌握双壳纲化石代表。

三、观察内容和方法

1. 定向

先定背、腹，然后定前、后和左、右。其中确定一个壳瓣的前、后是关键。除内部肌痕、外套湾可帮助定向外，通常用壳外部特征就能达到目的。

(1)喙多指向前方；

(2)壳前后不对称者，一般前部较短；

(3)放射饰和同心饰一般自喙向后扩散;

(4)前耳小,后耳大;

(5)新月面在前,盾纹面在后。

2. **观察壳的外部构造**

肌痕,外套线,注意铰合构造,齿的位置排列方式,主齿和侧齿的区别,主齿强弱等。

四、实习内容

1. **基本构造**

(1)外部构造

喙的形态及指向:*Eumorphotis* 、*Myophoria*(33 页,图 4-21,5、图 4-21,2)。

后壳顶脊:*Myophoria*(33 页,图 4-21,2)。

基面大小:*Anadara*、*Corbicula*(33 页,图 4-21,7、图 4-21,4)。

耳、耳凹的观察:*Eumorphotis*(33 页,图 4-21,5)

壳饰:*Corbicula* ,*Anadara*,*Eumorphotis*,*Claraia* (33 页,图 4-21)。

(2)内部构造

①闭肌痕:*Unio*(33 页,图 4-21,3)。

②铰合构造

栉齿型。齿的特点:沿铰缘一系列栉节状排列的齿和齿窝,向腹方集中(*Anadara*)(33 页,图 4-21,7)。

异齿型。齿的特点:齿分异为主齿和侧齿(*Corbicula*)(33 页,图 4-21,4)

假异齿。齿的特点:具短而粗的巨大假主齿,一瓣两个,另一瓣一个,假侧齿从喙下开始延到两侧面呈片状(*Unio*)(33 页,图 4-21,3)。

2. **化石代表**

Myophoria(33 页,图 4-21,2)。

Palaeonucula(33 页,图 4-21,1)。

Anadara(33 页,图 4-21,7)。

Claraia(33 页,图 4-21,6)。

Eumorphotis(33 页,图 4-21,5)。

Anadara(33 页,图 4-21,7)。

Unio(33 页,图 4-21,3)

五、作业

1. 填写附图 4-2 的构造名称。

2. 作图 *Palaeonucula* 及 *Unio*,并标出主要构造特征。

头足纲

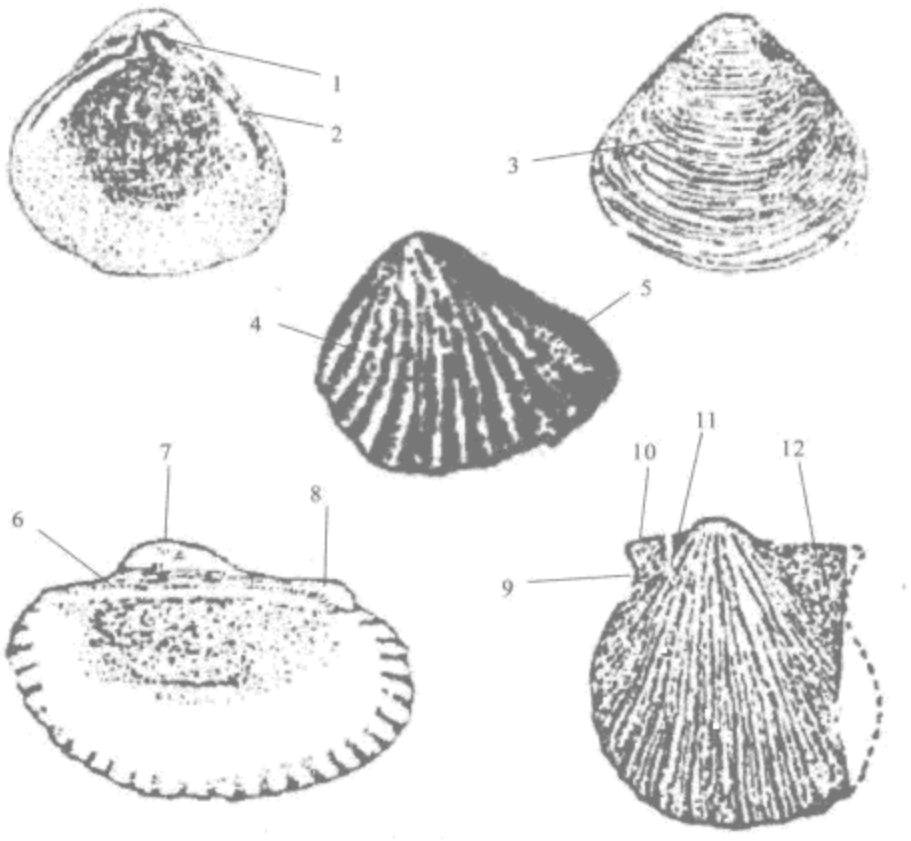
一、预习内容

复习头足纲的基本构造,并填写基本构造名称(附图 4-3)。

二、实习目的和要求

(1)通过构造模型和标本观察,掌握头足纲的基本构造,尤其要注意鹦鹉螺亚纲的体管形态和菊石亚纲缝合线的各种类型。

(2)掌握头足纲几个代表属。

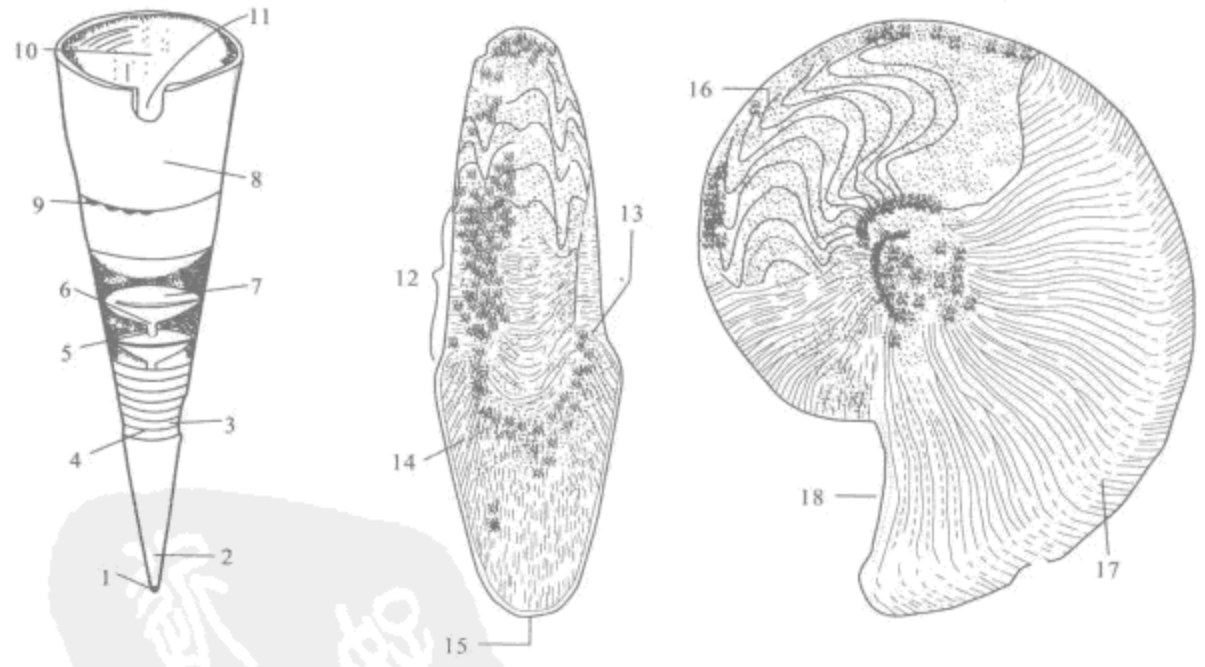


附图4-2 双壳纲构造填图

1. _____ 2. _____ 3. _____ 4. _____

5. _____ 6. _____ 7. _____ 8. _____

9. _____ 10. _____ 11. _____ 12. _____



附图4-3 头足纲基本构造填图

1. _____ 2. _____ 3. _____ 4. _____ 5. _____

6. _____ 7. _____ 8. _____ 9. _____ 10. _____

11. _____ 12. _____ 13. _____ 14. _____ 15. _____

16. _____ 17. _____ 18. _____

三、观察方法及步骤

1. 体管

体管是由隔壁颈和连接环组成，隔壁颈是隔壁孔的周围向下延伸的领状小管，因此它具有与隔壁一样的成分，在标本观察时应顺着内端向下延伸处寻找，颈的色调和壳厚度与隔壁相同；而连接环是由索状管分泌的灰质环状小管，其成分和色调与颈有一定差异。

2. 菊石亚纲化石

对脐的观察和确定旋壳包卷程度以及缝合线类型是难点。

(1)旋卷类型

根据外旋环与相临的内旋环包卷程度分为四类(34 页，图 4－22)。a. 外卷：外卷环(阴影部分) 与内旋环相临接触侧向能观察所有旋环；b. 半外卷：外旋环包卷内旋环不超过 1/2；c. 半内卷：外旋环包卷内旋环超过 1/2；d. 内卷：外旋环几乎或全部包围内旋环，侧向不能观察到任何内旋环。

(2)脐

大部分菊石都有明显的脐(35 页，图 4－24)，对脐的概念和各部分名称不能模糊不清。

脐：壳体两侧中央下凹部分，即外旋环脐缘之内侧部分。

脐缘(脐棱、脐线)：旋环侧壁与脐壁间棱状转折。

脐接线：相临旋环间的交线。

(3)缝合线

缝合线是隔壁与壳壁内面的交线，只有在壳皮剥落处才能看到，研究时常用展开图表示。一般仅绘出外缝合线(脐接线之外的部分，包括旋壳侧方和腹方)，用直线代表腹中央，箭头指向前方(即口方)，从腹部向侧方观察，不但需注意鞍、叶的数目，也需要注意鞍、叶的形状和宽度。通过实习了解缝合线绘制过程。

四、实习内容

1. 基本构造

(1)壳形及壳饰

直壳、波状横纹：*Sinoceras*(36 页，图 4－27，1)。

旋卷扁饼状，生长线：*Manticoceras*(36 页，图 4－27，4)。

直壳，横环：*Protrachyceras*(36 页，图 4－27，2)。

旋卷盘状，横肋：*Ceratites*(36 页，图 4－27，6)。

旋卷壳，横肋腹沟腹侧瘤：*Protrachyceras*(36 页，图 4－27，2)。

旋卷厚盘状，横肋腹侧瘤：*Ceratites*(36 页，图 4－27，6)。

(2)体管形态

圆柱形：*Sinoceras*(36 页，图 4－27，1)。

串珠状：*Armenoceras*(36 页，图 4－27，3)。

(3)缝合线

棱菊石式：*Manticoceras*(36 页，图 4－27，4)。

齿菊石式：*Ceratites*(36 页，图 4－27，6)。

菊石式：*Bacutites*。

2. 化石代表

Sinoceras(36 页，图 4－27，1)。

Armenoceras(36 页，图 4－27，3)。

Manticoceras(36 页，图 4－27，4)。

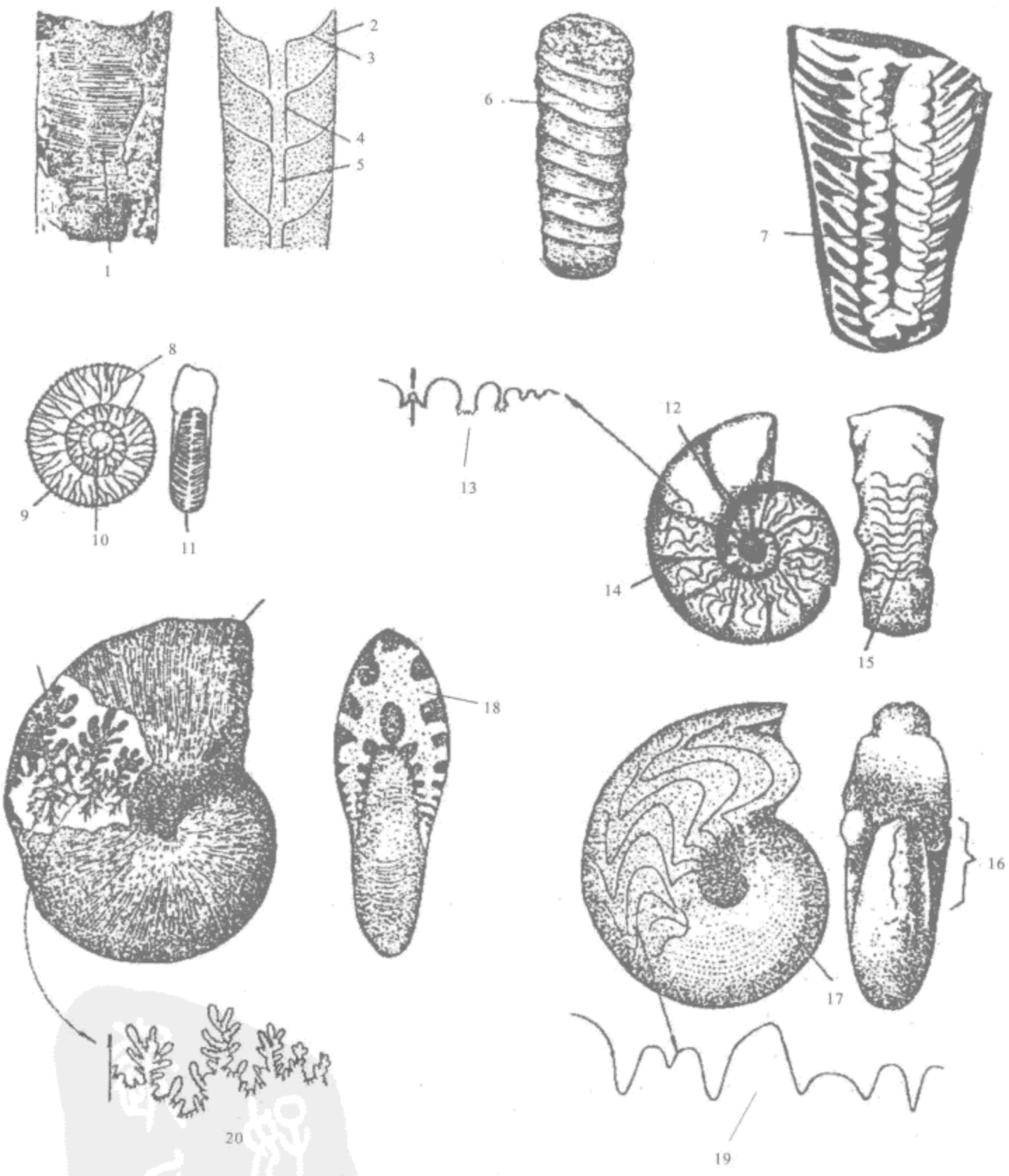
Ceratites(36 页，图 4－27，6)。

Pseudotirolites(36 页，图 4－27，5)

Protrachyceras(36 页,图 4 - 27,2)

五、作业

1. 填写附图 4 - 4,化石构造名称。
2. 图示 *Pseudotirolites* 的基本构造特征。



附图4-4 头足纲化石构造填图

1. _____ 2. _____ 3. _____ 4. _____ 5. _____

6. _____ 7. _____ 8. _____ 9. _____ 10. _____

11. _____ 12. _____ 13. _____ 14. _____ 15. _____

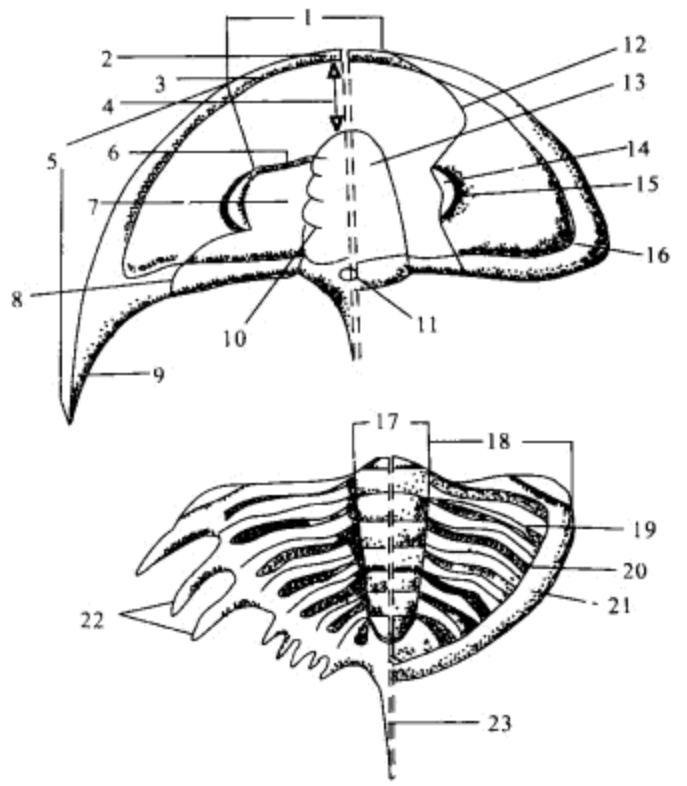
16. _____ 17. _____ 18. _____ 19. _____ 20. _____

实习五　节肢动物门三叶虫纲

一、预习内容

(1)复习三叶虫背甲构造，着重头甲和尾甲构造。

(2)完成附图 5－1 三叶虫构造填图。



附图5-1　三叶虫构造图

1. _____　2. _____　3. _____　4. _____　5. _____

6. _____　7. _____　8. _____　9. _____　10. _____

11. _____　12. _____　13. _____　14. _____　15. _____

16. _____　17. _____　18. _____　19. _____　20. _____

21. _____　22. _____　23. _____

二、实习要求

(1)通过三叶虫的标本观察，掌握三叶虫背甲主要构造。

(2)掌握一定数量的化石代表。

三、化石观察注意点

由于三叶虫的壳多分散保存，一般分散成头盖，活动颊，尾甲和零散的胸节。有时只能见到头盖和尾甲的一部分。因此在标本观察之前应当对三叶虫背甲构造有一个完整的概念。最好通过模型来理解背甲各部分构造在形态、凸度等方面的特征，然后分析手中标本相当于三叶虫完整个体中的哪一部分？是头甲

或尾甲；是头鞍或尾轴。

四、实习内容

1. 基本构造

(1)头鞍

锥形：*Redlichia*(39 页，图 4－30，1)。

向前略收缩：*Shantungaspis*(39 页，图 4－30，6)。

向前扩大：*Dalmanitina*(39 页，图 4－30，4) 。

强烈上凸呈卵形或两侧平行：*Dorypyge*(39 页，图 4－30，2)。

前宽后窄，成棒状：*Coronocephalus*(39 页，图 4－30，3)。

(2)前边缘

只有外边缘：*Damesella*(39 页，图 4－30，5)。

内边缘宽外边缘窄而凸：*Shantungaspis*(39 页，图 4－30，6)。

前边缘极窄：*Drepanura*、*Dorypyge*(39 页，图 4－30，8、图 4－30，2)。

(3)眼叶

大、新月形(靠近头鞍)：*Redlichia*(39 页，图 4－30，1)。

中等大小：*Damesella*(39 页，图 4－30，5)。

小(位于头鞍相对前部)：*Drepanura*(39 页，图 4－30，8)。

(4)头盖及面线类型

后颊类面线：*Redlichia*(39 页，图 4－30，1)。

头盖横宽后颊类面线：*Damesella*(39 页，图 4－30，5)。

头盖梯形：*Drepanura*(39 页，图 4－30，8)。

前颊类面线：*Coroncephalus*、*Dalmanitina*(39 页，图 4－30，3、图 4－30，4)。

(5)尾甲

尾刺发育边缘不清：*Dorypyge*(39 页，图 4－30，2)。

轴叶比肋叶分节多：*Coroncephalus*(39 页，图 4－30，3)。

前肋刺大：*Drepanura*(39 页，图 4－30，8)。

末刺：*Dalmanitina*(39 页，图 4－30，4) 。

2. 化石代表

Redlichia(39 页，图 4－30，1)。

Damesella(39 页，图 4－30，5)。

Drepanura(39 页，图 4－30，8)。

Dalmanitina(39 页，图 4－30，4)。

Coronocephalus(39 页，图 4－30，3)。

Dorypyge(39 页，图 4－30，2)

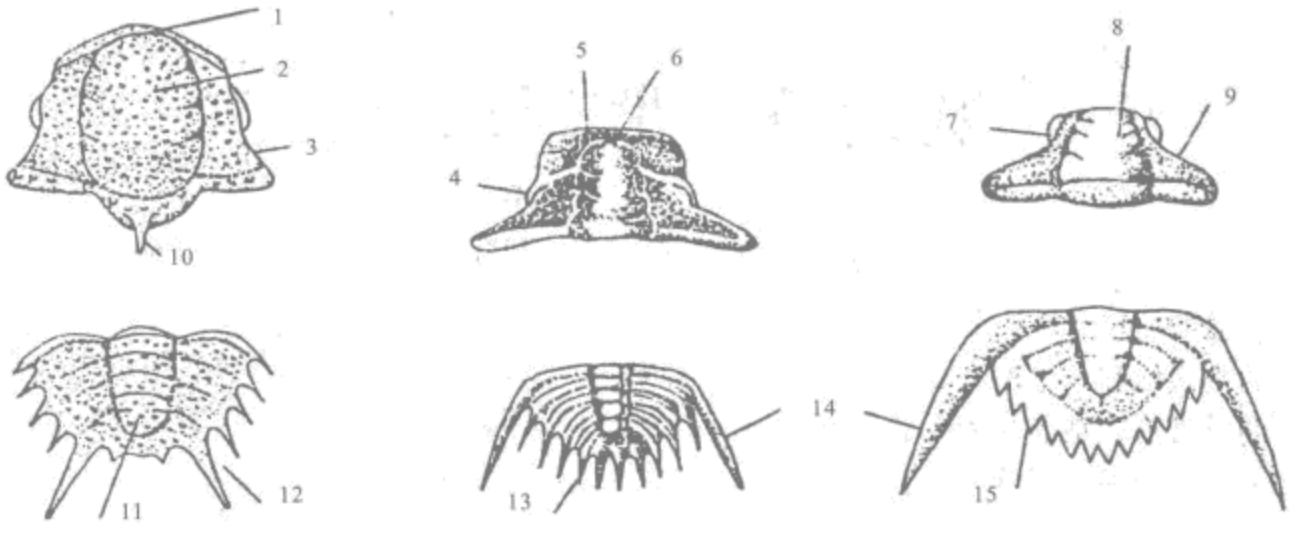
Shantungaspis(39 页，图 4－30，6)

Bailiella(39 页，图 4－30，7)

五、作业

1. 完成附图 5－2 三叶虫化石构造填图。

2. 作图 Redlichia 及 Coronocephalus，并标出构造。



附图5-2 三叶虫化石构造填图

1. _____ 2. _____ 3. _____ 4. _____ 5. _____

6. _____ 7. _____ 8. _____ 9. _____ 10. _____

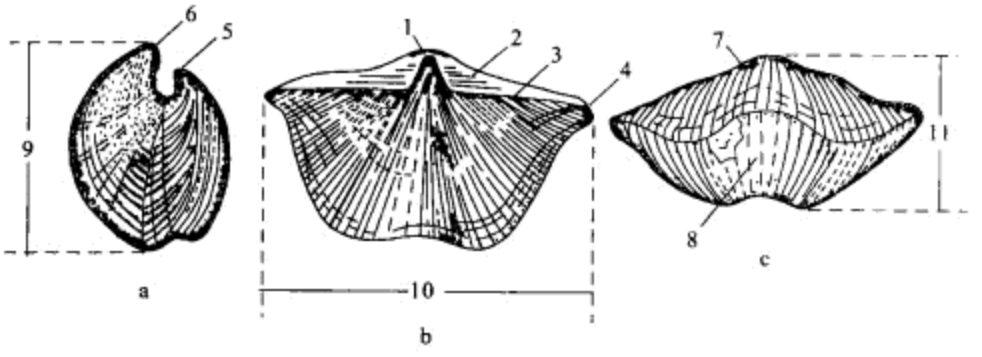
11. _____ 12. _____ 13. _____ 14. _____ 15. _____

实习六　腕足动物门

一、预习内容

(1)腕足动物壳的外形、定向、硬体基本构造。

(2)填写附图 6－1 构造名称。



附图6-1　腕足动物构造填图

a.侧视；b.背视；c.前视

1. _____　2. _____　3. _____　4. _____　5. _____　6. _____

7. _____　8. _____　9. _____　10. _____　11. _____

二、实习要求

(1)主要掌握腕足动物外部构造特征。

(2)掌握必要的化石代表。

三、观察方法

1. 壳的定向

先定壳的前后，再区分背、腹瓣(一般根据外部特征即可)。

(1)腹壳常大于背壳

(2)腹喙常较背喙发育

(3)腹壳后部茎孔附近构造较背壳发育

2. 个体的大小、形状、中槽、中隆

10mm 以下者为壳小；

10～30mm 为壳中等；

30mm 以上者为壳大。

壳形的观察先背视，再侧视(观察背、腹壳凸度)。

3. 壳饰

包括放射状、同心状和刺状纹饰。

(1)放射状纹饰

放射纹：细弱线纹。

放射线：较粗的线条。

放射褶：是粗而隆起的脊线，一般影响到壳的内部。

(2)同心状纹饰

同心纹：同心状细弱线纹。

同心线：同心状线。

同心层：呈叠瓦状的带状同心饰。

同心皱：粗而波状起伏，影响到壳的内部。

(3)网格状壳饰

同心饰与放射饰交会成网格状。

(4)刺状壳饰

常在同心状与放射状纹饰的交叉点，或在壳的后缘。

4. 茎孔附近的构造(一般腹壳较背壳明显)

喙的大小、弯曲程度；

基面的宽、窄；

铰合线的长短、直弯；

主端形状的方、圆、尖等；

三角孔和肉茎孔的有无，及其发育程度；

三角板和三角双板的有无等。

四、实习内容

1. 基本构造

(1)壳形

圆形：*Stringocephalus*(42 页，图 4－34，7)。

三角形：*Yunnanellina*(42 页，图 4－34，6)。

近方形：*Yangtzeella*(42 页，图 4－34，5)。

长卵形：*Lingula*(42 页，图 4－34，1)。

(2)中槽及中隆

观察 *Cyrospirifer*(40 页，图 4－32)，*Yunnanellina*(42 页，图 4－34，6)。

腹中槽背中隆　*Yangtzeella*(42 页，图 4－34，5)。

背中槽腹中隆　*Sinorthis*(42 页，图 4－34，4)。

(3)壳饰

同心饰：同心纹　*Lingula*(42 页，图 4－34，1)。

　　同心层　*Echinoconchus*。

放射饰：放射线　*Cyrospirifer*(40 页，图 4－32)，*Sinorthis*(42 页，图 4－34，4)。

　　放射褶　*Yunnanellina*(42 页，图 4－34，6)。

网格状壳饰　*Dictyoclostus*(42 页，图 4－34，2)。

(4)基孔附近构造

铰合线、主端、基面：*Cyrospirifer*(40 页，图 4－32)。

肉茎孔：*Yunnanellina*(42 页，图 4－34，6)。

三角孔：*Cyrospirifer*(40 页，图 4－32)，*Sinorthis*(42 页，图 4－34，4)。

三角双板：*Stringocephalus*(42 页，图 4－34，7)。

2. 化石代表

Sinorthis(42 页，图 4－34，4)。

Stringocephalus(42 页，图 4－34，7)。

Yunnanellina(42 页,图 4 - 34,6)。

Lingula(42 页,图 4 - 34,1)。

Yangtzeella(42 页,图 4 - 34,5)。

Dictyoclostus(42 页,图 4 - 34,2)。

Gigantoproductus(42 页,图 4 - 34,3)。

Cyrtospirifer(40 页,图 4 - 32)。

五、作业

(1)任选一化石标本作图并标出构造名称。

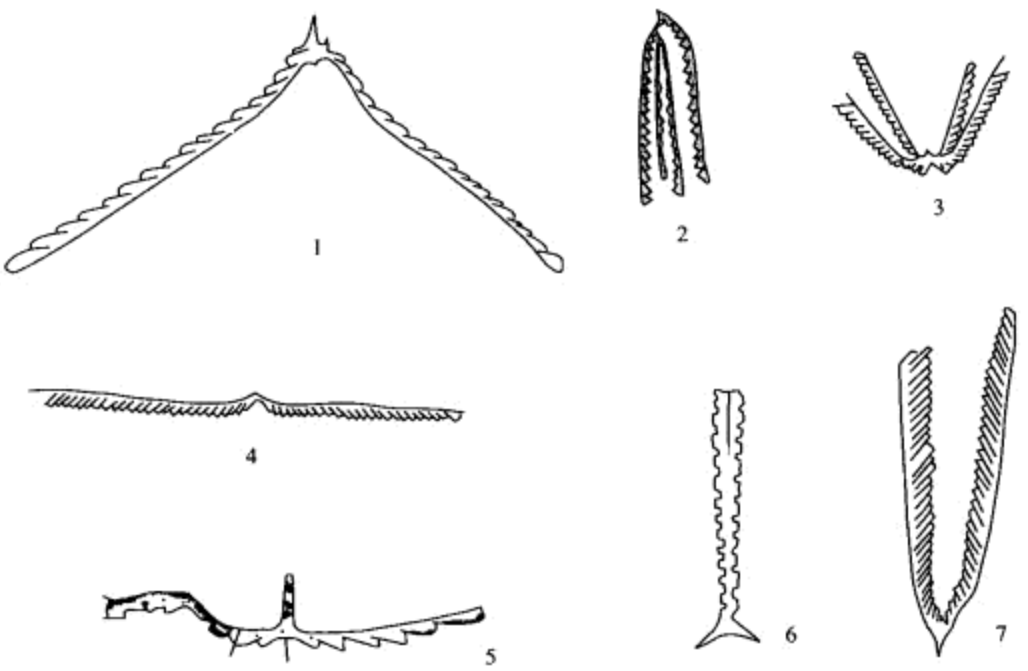
(2)比较腕足动物与双壳类的异同点。

实习七　半索动物门笔石纲

一、预习内容

(1)笔石硬体基本构造，特别要注意正笔石类胞管类型及其特征

(2)完成附图 7－1 中各笔石枝生长方向的判断。



附图7-1　判断笔石枝生长方向

1. _____　2. _____　3. _____　4. _____　5. _____　6. _____　7. _____

二、实习要求

(1)掌握笔石的基本构造特征。

(2)掌握主要化石代表。

三、观察方法及步骤

1. 笔石枝的分枝

树形笔石类：要注意笔石标本形态；分枝是否规则，是均分还是不规则分叉；分枝疏密程度；枝间连接构造等。

正笔石类：对均分笔石类各属皆为正分枝，要注意其分枝级数(指自胎管开始，每分叉一次为一级)，分枝枝数(末级笔石枝的总数)。其余各类还可以有侧分枝，这时还需注意主枝、侧枝、次枝、幼枝的判别。

主枝——胞管沿一个方向生长形成的枝。

侧枝——在主枝发育生长过程中，主枝侧方(胞管管壁)同时生长出一个小枝，生长一定程度后停止。

次枝——从形式上与侧枝相似，但从个体发育上，次枝晚于主枝生长。

幼枝——从胞管或胞管口部分长出的枝。

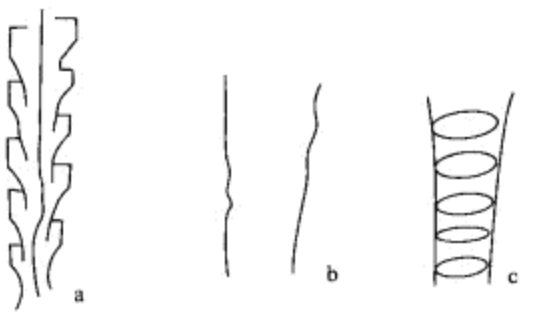
2. 笔石枝生长方向

主要针对生长 1～4 枝的笔石体。先将笔石定向：以胞管尖端向上，胞管口向下为准，这样笔石枝的背侧总的方向始终朝上，腹侧总的方向始终朝下，然后以笔石枝与胎管间夹角来判断笔石枝的生长方向。

3. 胞管形态

树形笔石类：正胞（大）和副胞（小）两种胞管由茎系连接在一起。

正笔石类：只有正胞，观察时要注意：①胞管是直的、弯的（内弯或外弯），还是卷的；②胞管口的弯转方向，口刺的有无及长短，口穴的形态；③胞管倾角和相临胞管的迭复关系。此外，还要注意化石保护特点（附图 7－2）。



附图 7－2　笔石枝的各种不同压扁形态

a. 侧方压扁：能判断胞管形态

b. 背部压扁：见不到胞管

c. 腹部压扁：仅见到口部形态

四、实习内容

1. 树形笔石类

Acanthograptus（45 页，图 4－41，1）。

2. 正笔石类

Didymograptus（45 页，图 4－41，2）。

Glyptograptus（45 页，图 4－41，4）。

Climacograptus（45 页，图 4－41，5）。

Sinograptus（45 页，图 4－41，3）。

Monograptus（45 页，图 4－41，6）。

Rastrites（45 页，图 4－41，7）。

五、作业

任选一标本作图并标明构造名称。

实习八　古植物

一、预习内容

(1)叶的形态和结构——叶的组成，叶序，叶形，叶脉等。

(2)羽状复叶各部名称(58 页，图 5－25)，主要有：小羽片，羽轴，羽片，末刺羽片；单羽状复叶、双羽状复叶；间小羽叶。

二、实习要求

(1)掌握古植物主要分类系统——门和部分纲。

(2)掌握叶片，石松纲叶座，蕨叶的观察方法。

三、实习提示

由于植物体高大，完整个体极难保存为化石，常是零散分布的叶片，其次是茎。由于叶片变异明显，为分类的主要依据，因此要特别注意叶的形态、叶脉特征等。

四、实习内容

1. 石松植物门

Lepidodendron(56 页，图 5－22)。

2. 节蕨植物门

Calamites(57 页，图 5－23)。

Sphenophyllum(58 页，图 5－24)。

3. 真蕨植物门

Cladophlebis(59 页，图 5－26，2)。

4. 种子植物门

Pecopteris(60 页，图 5－28，1)。

Neuropteris(60 页，图 5－28，2)。

Gigantonoclea(60 页，图 5－28，3)。

5. 苏铁植物门

Pterophyllum(60 页，图 5－29，1)。

6. 银杏植物门

Ginkgoites(61 页，图 5－31)。

7. 松柏植物门

Cordaites(62 页，图 5－32)。

五、作业

任选一属作图并标出主要构造名称。

实习九　生物与环境

一、预习内容

(1)复习环境分区及各环境区生物的特点。

(2)熟悉影响生物生存的主要环境因素。

(3)复习环境的古生物分析方法。

二、实习目的与要求

(1)通过实习了解环境对生物的生存与发展所起的重要影响,这种影响必然会由于生物的适应而在生物的结构特点上有所反映。

(2)通过实习了解生物不仅适应环境的一面,同时生物还有营造环境的一面。

(3)通过实习了解如何透过生物与环境的关系,利用生物化石来恢复古环境及古地理。

三、实习内容

1. 海相生物环境分区

不同的环境生活着不同的生物群落,保存不同的化石类型,生物的丰度和分异度也有较大差异。

(1)滨海区:生物常具有坚硬的外骨骼,如厚壳的螺类或双壳类;或生物牢固附着生长在岩石上,如牡蛎及藤壶等;有的生物营潜穴生活,如 *Lingula*;也有的生物在硬底上营钻孔生活以躲避风浪的袭击,如某些软体动物。

(2)浅海区:生物丰富多样,如腕足类、头足类、双壳类、三叶虫等。

(3)半深海区:这一区域光线达不到水底,没有藻类生长,食物也比较缺乏,生物个体一般较小,往往以食腐生物为主,如某些腕足类;保存的化石群中常夹杂有表层水中生活而死亡后落下的浮游生物。

(4)深海区及远洋区:水体深,一般生物稀少,化石群往往以浮游生物为主,故放射虫和有孔虫抱球虫超科常常形成放射虫软泥和抱球虫软泥。

2. 恢复环境常用的古生物学方法

(1)指相化石法

①舌形贝:一般生活在潮间带。

②造礁珊瑚:只分布在温暖、清澈、正常盐度的浅海环境中。

③介壳灰岩相:代表水体较浅的高能滩相环境。

(2)形态功能分析法

①动荡环境中的生物:其壳体一般较厚,如牡蛎;或能建造抗浪构造的生物,如造礁珊瑚。

②生活在相对静水环境中的生物:一般壳薄、纤细,如笔石等。

③不同生活方式的生物,在其形态及构造上有所反映:①营固着生活的生物,往往具根状构造,如海百合,单体珊瑚;又如腕足动物李希霍芬贝类其腹壳特化成珊瑚状,并以根状壳刺固着;②营游泳生活的生物,生物体形态往往呈流线型具游泳器官,如鱼类、头足类;③营浮游生活的生物,往往身体比较扁平,壳薄而轻,或身体膨大,多刺,如某些三叶虫,而笔石则具有浮胞。

四、作业与思考题

(1)形态功能分析的原理是什么?

(2)异地埋藏的化石群能说明当时的生活环境吗?为什么?

实习十　地层划分对比及地层单位的确定

一、实习目的

(1)加深理解地层划分的概念及年代地层、岩石地层、生物地层的主要划分依据，并掌握其划分方法。
(2)通过对不同地区的地层对比，掌握地层对比的原理和方法。
(3)深入理解地层的主要接触关系类型，掌握判断地层新老顺序的方法。

二、实习内容

(1)通过仔细阅读附图 10－1 剖面资料中的岩性特征、化石内容、厚度及接触关系，根据地层划分的原则，确定出地层单位的界线，将界、系、统的界线、名称，以及组的界线标注在图的左侧，并自下而上编号。
(2)对附图 10－2 所给剖面进行地层对比，要求对比到统。
(3)恢复附图 10－3 中各套地层的形成顺序，判断剖面中的各种接触关系：①侵入接触；②沉积接触；③整合；④角度不整合；⑤平行不整合；⑥地层的超覆现象等。

三、课堂讨论

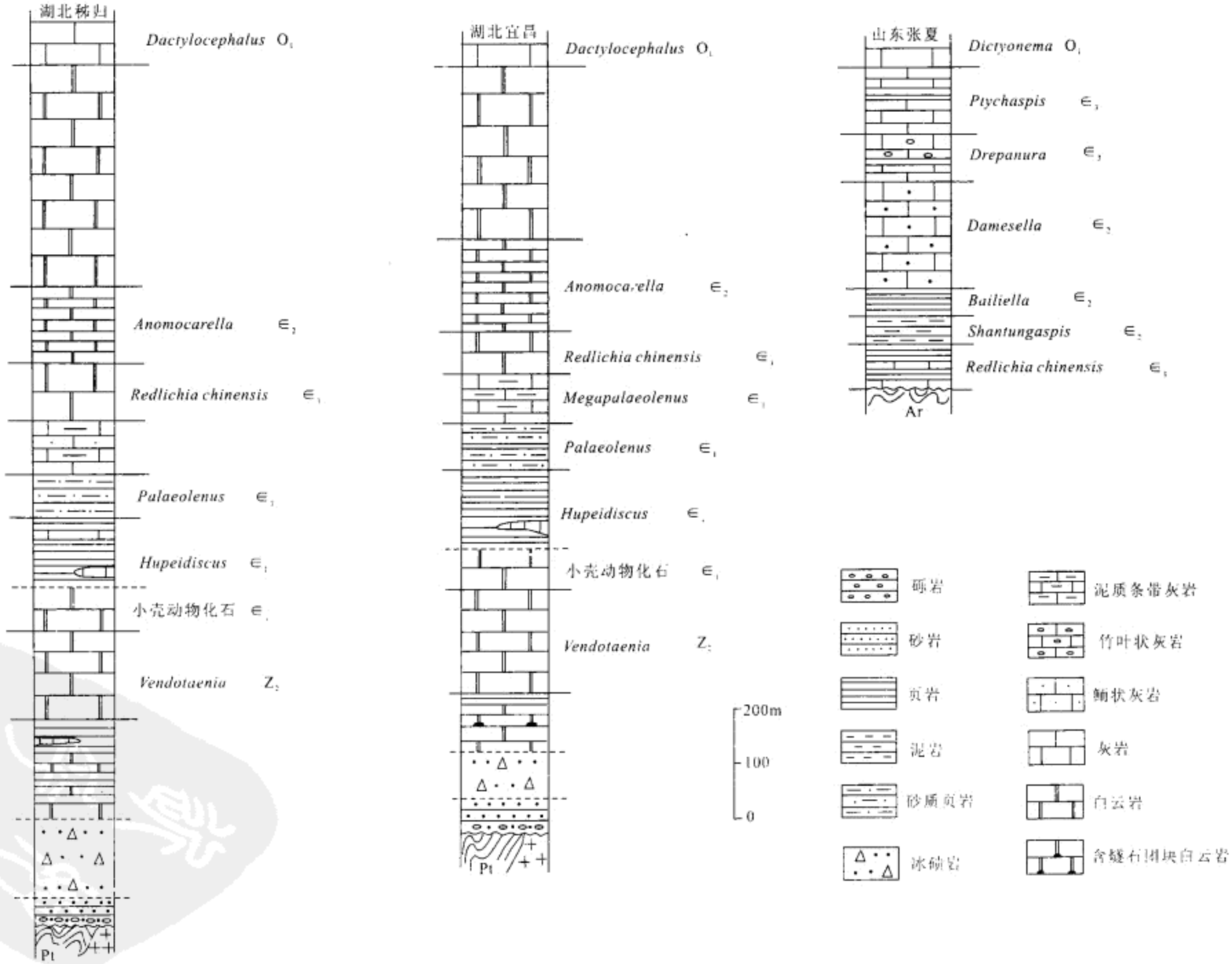
(1)谈谈你对宜昌三峡地区地层剖面划分的意见及根据。
(2)宜昌三峡地区地层剖面上有无上寒武统？根据是什么？

四、作业

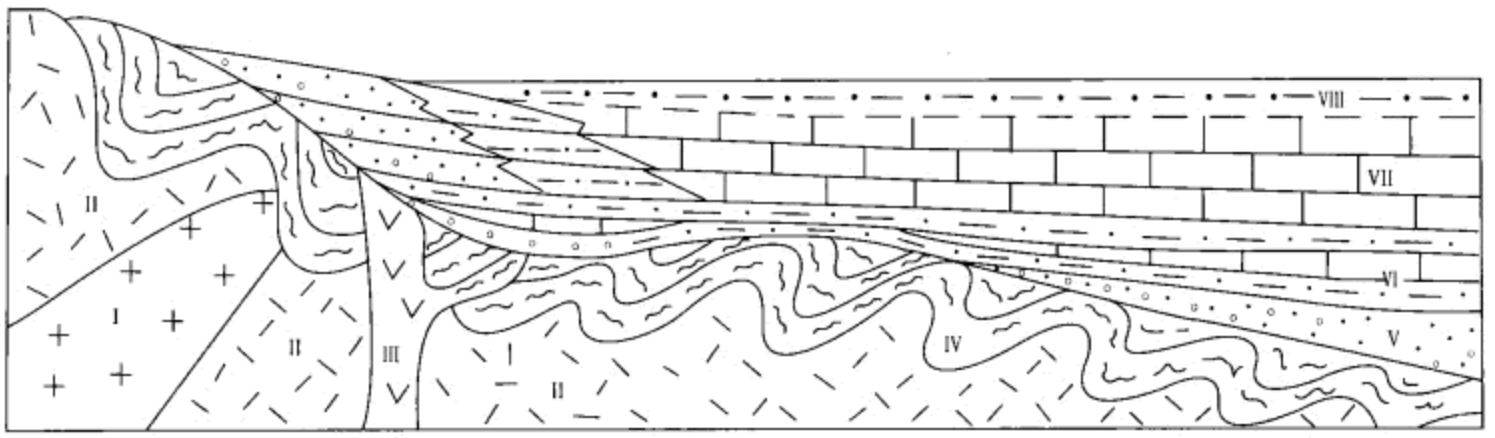
(1)对山西(附图 10－4，A、B)，贵州(附图 10－4，C)地区石炭系—二叠系剖面进行地层对比，并指出山西两剖面上缺失哪些地层。
(2)附图 10－2 中秭归、宜昌、张夏地区地层对比的依据是什么？张夏剖面和秭归、宜昌剖面对比，缺失哪些地层？根据是什么？

地层单位 界	系	统	群	组	段	层号	柱状剖面图	厚度(m)	岩性描述	化石
						20		未见顶	灰色及深灰色中厚层灰岩及生物碎屑灰岩	*Dactylocephalus* (指纹头虫) O_1
						19		341	深灰色厚层含硅质白云岩及角砾状白云岩	化石稀少
						18		82	浅灰、深灰色厚层白云岩	
						17		200	深灰色中厚层白云岩	
						16		168	灰色薄-中层白云岩、薄-中层含硅质结核硅质白云岩、泥质白云岩、鲕状白云岩、角砾状白云岩	*Anomocarella* (小无肩虫)$\in_1$
						15		75	深灰色中厚层白云岩	*Redlichia chinensis* (中华莱得利基虫)$\in_1$
						14		83	灰黑色泥质条带灰岩、鲕状豆状灰岩	*Megapalaeolenus* (大古油栉虫)$\in_1$
						13		85	灰色、灰绿色砂质页岩夹泥质灰岩	*Palaeolenus* (古油栉虫)$\in_1$
						12		70	黑色薄板状灰岩夹黑色页岩	*Hupeidiscus* (湖北盘虫)$\in_1$
						11		70	黑色页岩夹薄层灰岩	
						10		15	灰色中-厚层白云岩，含灰白色硅质团块	小壳动物化石$\in_1$
						9		40	灰色-灰白色厚层白云岩，具鸟眼构造	
						8		80	灰色-灰黑色薄—厚层硅质白云岩，含硅质结核	*Vendotaenia* (文德带藻)Z_2
						7		60	灰色厚层鲕状及内碎屑白云岩，具交错层理	
						6		80	灰色-灰白色厚层白云岩，含硅质结核	
						5		10	黑色硅质页岩及黑色薄层白云岩	
						4		80	灰色薄-中层泥质白云岩，含扁豆状硅质、磷及黄铁矿结核，水平层理发育	
						3		80	灰绿、暗绿色冰碛层，下部含砾石大，上部含砾石少而小，砾石表面有擦痕，分选极差，成分复杂，无层理	
						2		30	黄绿色、灰色长石石英砂岩	
						1		15	灰色厚层砾岩、砂岩，砾石分选、磨圆好	
									崆岭群：角闪片岩、或黄岭花岗岩	

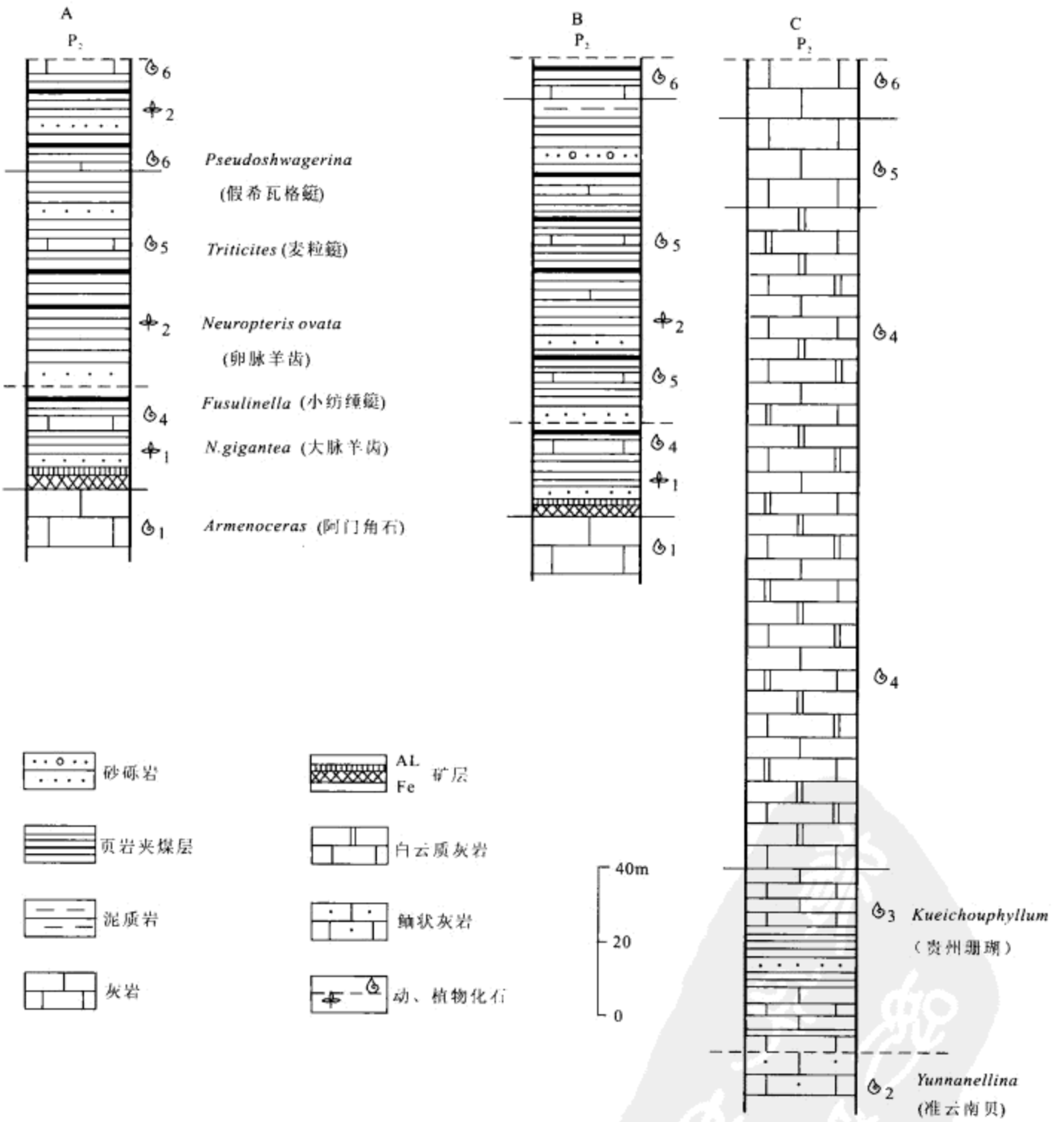
附图 10－1 三峡地区地层柱状图



附图 10－2　秭归、宜昌、张夏地层柱状对比图



附图 10－3　×××地区地质剖面图



附图 10－4　A、B、C 地区地层柱状图

实习十一　主要沉积相类型的识别及古地理

一、实习目的

(1)观察了解一些常见沉积相类型的识别标志。
(2)学习沉积相分析的方法。
(3)学习岩相古地理图的编制。

二、实习内容

1. 沉积相标志及其指相意义

沉积相标志主要有沉积岩组分、结构、沉积构造、生物及沉积地球化学特征。地层中肉眼可观察到的沉积结构、构造等宏观标志在沉积相分析中最常使用。沉积构造按其成因可分为生物和非生物两类，非生物成因的有层理、层面构造，如水平层理、递变层理、交错层理及雨痕、波痕、盐类假晶等；生物成因的层面构造有生物爬迹、钻孔、潜穴等。

(1)典型层理构造

观察图版、标本。

(2)层面构造

观察标本：①波痕；②泥裂；③爬迹与足迹；④石盐假晶；⑤底模构造。

(3)观察典型沉积相标本，并判断其环境

具板状交错层理的砂岩　沉积物多由粗砂、中砂组成，分选、磨圆好，层理向一个方向倾斜，倾斜方向指示了水流方向，是河流环境特有的沉积特征。

富含陆生生物组合的页岩　岩石成分为粘土质(有时为硅藻土)，水平纹层发育，富含淡水双壳类、鱼、叶肢介、昆虫和蛙类化石，并见植物茎、叶化石，保存比较完整。淡水生物组合说明为陆相水体的沉积环境，化石保存很好，甚至一些细微的结构也保存下来，指示为静水环境。而沉积物细且具水平纹层，也指示水体平静，并且搬运距离远。一般应为潮湿气候条件下浅水湖区的较深部分至深水湖区(湖泊中心地带)的沉积。

含植物化石的黑色页岩　岩石的颜色为黑色，粒度细，为粘土质，含有丰富的植物化石。植物化石的大量保存说明当时气候温暖、潮湿、植物生长茂盛。埋藏后，经过了脱水作用，保存下炭质，导致岩石呈黑色。细粒沉积物反映地形平坦，搬运距离较远。因此含植物化石的黑色页岩代表了温暖潮湿气候条件下的平原沼泽沉积。

竹叶状灰岩　岩石具扁长的碳酸盐质砾石，砾石从纵剖面观察类似竹叶，磨圆较好，有的竹叶状砾石表面可氧化成黄色或褐色。不定向排列或略具定向，钙质胶结。竹叶状灰岩的成因，一般认为是由于先沉积的碳酸钙在尚未固结或刚刚固结的情况下，由于风暴浪的影响而被击碎，并由波浪冲击磨圆(因不坚硬，很容易被磨圆)，随后又被新沉积的碳酸钙胶结成岩，具同生砾岩的性质。砾石表面的褐黄色晕圈通常反映这些砾石曾一度暴露水面经受氧化，表面的 Fe^{2+} 被氧化成 Fe^{3+} 而呈现褐黄色，它反映了海水浅且能量高的滨岸环境。

具石盐假晶的紫红色粉砂岩或粉砂质泥岩　岩石呈紫红色、红色，成分为粉砂或粘土，在层面上可见立方体状石盐假晶。石盐的形成和干旱的气候有密切的关系。干旱气候条件下由于水分大量蒸发、水体中含盐度不断增加，当含盐度达到饱和时石盐就结晶出来。岩石中所见石盐假晶多数为孤立零星而分散

的晶体，推测当时形成石盐时不是整个海盆干涸结晶的，只发生在一些浅水区段。石盐晶体长成之后被沉积物覆盖，又由于海水含盐度的降低而溶解，留下的孔隙被粘土质成分充填，从而保存了石盐的晶体形态，故称石盐假晶。岩石主要为细粒沉积物，说明当时地势平坦，代表干旱气候条件下滨海或滨湖地带的沉积。通常根据这套岩石及其上下地层中所含化石来判断其环境，如果含有海相化石则可能为滨海沉积，如含陆相湖泊生物组合，则应为滨湖沉积。

鲕状赤铁矿 岩石为铁红色，基本成分为赤铁矿(Fe_2O_3)，具鲕状结构，鲕粒直径 0.5～2mm 左右，有时可见其中含有生物化石碎片。鲕状赤铁矿代表温热潮湿气候条件下，铁可呈胶体存在于酸性水中(水体含有腐植酸而呈酸性)，然后被河流带到海滩、浅海地带，在水体动荡的条件下，以砂粒或骨屑粒为核心凝聚沉淀。推测它代表了湿热潮湿气候条件下动荡的浅海高能环境。

含三叶虫碎片的鲕状灰岩 灰岩中具不同含量的鲕粒，粒径 1mm 左右。伴生有较多的三叶虫碎片。当温暖的海盆中碳酸钙含量达到过饱和时，波浪一旦搅起海底的沙粒和生物屑，碳酸钙就会围绕着他们呈同心状凝聚而沉积，并形成鲕状结构，三叶虫碎片也是波浪冲击的结果。代表了温暖动荡的浅海高能环境。

礁灰岩 岩石主体由造礁生物组成。生物含量一般占 50%以上，造礁生物有珊瑚，层孔虫、藻及钙质海绵，还有一些喜礁和附礁生物与灰泥一起充填于造礁生物的孔隙中。造礁生物一般都生活在水温 20°左右的热带清澈正常浅海中，水深不超过 50～70m，而以 30m 最盛，故礁灰岩反映了热带温暖清澈的浅海环境。

底面具印模或槽模的砂岩 和泥岩呈韵律互层，每个韵律层厚度不大，十几厘米至几十厘米。砂岩基质含量较高，具递变层理。砂岩底面上往往发育槽模，沟模，工具模等印模及深水型遗迹化石，可见明显或不太明显的鲍马序列，泥岩中可见浮游生物化石(如笔石等)。代表典型的浊流(重力流)沉积。

含笔石的黑色页岩 岩石黑色，粘土质，常见不清晰的水平层理，含丰富的笔石化石，偶见黄铁矿晶粒。在一些受阻隔的海盆或海湾环境里，由于水循环受限制，水流不畅而滞流，或者在较深海的环境中，由于底部缺氧而造成还原环境，底栖生物不能生存，但有浮游的笔石落入其中而被保存了下来。同时还原环境中的硫化氢与铁化合生成黄铁矿微粒，致使岩石的颜色变为黑色；水流不畅或水体较深，水能量低，水体平静，形成水平层理或纹层，沉积物也很细，故含笔石的黑色页岩代表深水或水流不畅环境下的缺氧还原沉积。

含游泳型菊石的硅质、泥质岩 黑褐、褐红、灰黑色薄层至中层铁锰质硅质岩、硅质泥岩(页岩)、灰黑色薄层泥灰岩及含炭钙质页岩，水平层理，产菊石类及其他浮游生物化石，未见底栖生物化石。岩石中只保存游泳的菊石类，不见底栖生物，水平层理发育，代表较深水低能环境。

(4)沉积环境分析

根据附表 11－1 中的描述，进行沉积环境分析(填写“环境解释”一栏)。

附表 11－1 课堂示范练习

序号	描 述	环境解释
8	灰黑色粉砂岩夹黑色页岩和油页岩，水平层理。具丰富的淡水双壳类、介形类、叶肢介、鱼类及植物化石 100m	
7	灰绿色细、粉砂岩夹含砾砂岩，见交错层理和波痕，含淡水双壳类、腹足类化石，壳多破碎 25m	
6	黄白色砂岩夹砾岩，见槽状交错层理，砾石鹅卵状，叠瓦状排列，偶见硅化木，横向上厚度变化大 0～10m	
5	硅质岩与硅质泥岩互层，水平层理发育，含菊石化石 100m	
4	浅灰色灰岩，含䗴、珊瑚化石 238m	
3	深灰、灰黑色灰岩，含燧石结核，含珊瑚、䗴类化石 230m	
2	灰黑色页岩、砂岩，含数层煤，页岩和砂岩中含植物化石 50m	
1	黑色页岩，具很不明显的水平层理，偶见黄铁矿晶粒 30m	

2. 岩相古地理图的概念和作图方法及步骤

对地史时期中某地区的地层通过岩相分析进行综合研究，就可以了解当时海陆分布、地势和气候等特点。把这些研究成果按一定的比例尺，以简明易读的图例综合表现在地理底图上，就成为古地理图。

由于地史时期的自然地理特征已经不复存在，我们不能直观地看到它，只有通过对古代沉积物进行岩相分析而间接地认识。因而人们通常在古地理图上加入沉积岩相的内容，这样便成为岩相古地理图。

★ 在编制岩相古地理图之前，首先必须了解编图区所属大地构造分区和区域构造背景，收集文献资料。其次是进行野外资料的收集。在野外资料收集过程中，首先要测制控制性岩相剖面和若干条短的辅助性岩相剖面，并根据所选比例尺的精度要求布置观察路线，从而由点到面掌握编图区的岩性、岩相特征和分布规律。具体资料包括以下的内容。

(1)岩石学资料

①岩石的物质成分；②岩石的结构构造，如颗粒大小、磨圆度、层面和层理特征(波痕、泥裂、盐类假晶、各种交错层理)；③新生矿物及指相矿物，如海绿石等；④岩层的相变及厚度变化情况；⑤岩层之间的接触关系。

(2)古生物资料

①化石的种类及生态特征；②化石的埋藏情况，原地埋藏还是异地埋藏，化石排列方向完整程度；③生物遗迹及生物扰动构造，如爬迹、钻孔、掘穴、潜穴等。

★ 对上述资料进行整理分析之后，作出岩相古地理图的基础图件——实际资料图。随后即可着手编绘岩相古地理图，编图过程中要具体解决以下几个问题。

(1)海陆界线的确定

地质历史时期的大陆部分具有沉积，部分则处于剥蚀区而无沉积，所以海陆界线(海岸线)应划在海相沉积(最后是滨海沉积)与陆相沉积或古陆剥蚀区之间。

(2)海盆中不同岩相类型的圈定

即区分滨海、浅海、半深海、深海及它们内部不同岩相类型，如滨海砂砾岩相、浅海砂页岩相、浅海灰岩相等

(3)对陆地上的剥蚀区和沉积区以及沉积区内不同沉积类型进行划分圈定

如湖泊沉积、河流沉积、山麓堆积、冰川堆积等。

编制岩相古地理图首先应该注意古地理图反映的某一段地质时期的综合沉积特征。绝非现在地理图反映的是现代"一瞬间"的自然地理现象。现代河流在图上似一条细长的绳子，而古代某段地史时期的河流相沉积则呈很宽的带状分布，它是古代河流在这段地史时期内反复迁移的结果，其次要注意沉积相的空间分布一般情况下要符合瓦尔特相律，要具有一定的共生组合规律。即成因上相近或相邻的横向上或纵向上依次出现，而截然不同的两个相绝不可能毗邻，如广海陆棚相中不可能突然出现河流相沉积。

有时为了反映某一地质时期沉积厚度的分布情况(一般多指海相沉积)，常常把等厚线直接描绘在岩相古地理图上，这就是沉积等厚图。这可以根据各个地区的地层资料，利用等值线法和内插法来绘制等厚度图。等厚度图的意义在于可以直观地大致反映地壳下降幅度，也就是说，在沉积物沉积速度与地壳下降速度相平衡时，等厚度图可以反映某区在某时代的地壳运动状况。它是分析地史发展的重要手段之一。

三、作业

1. 对附表 11-2 地层资料进行岩相分析

2. 编制琼州地区晚泥盆世岩相古地理图

(1)根据所给琼州地区晚泥盆世地层柱状图(附图 11-1)，进行岩相分析和岩相类型的划分。

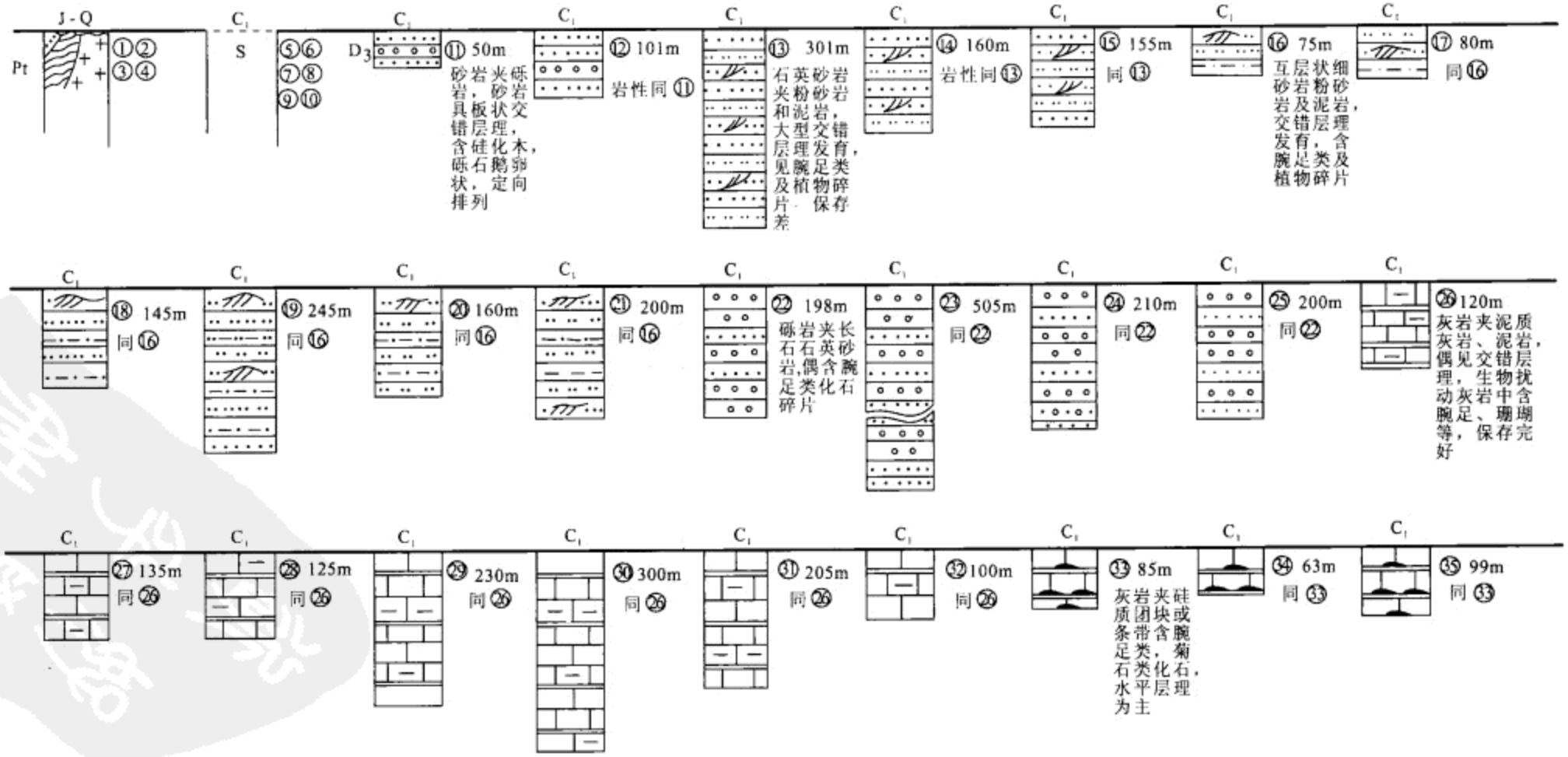
(2)按所给岩相图例，将各柱状剖面的岩相类型标在各点上。

(3)作琼州地区晚泥盆世岩相古地理图(附图 11-2)：①画出海陆界线；②画出海相中不同岩相类型的界线；③在各自的岩相带内填绘各自的图例符号。

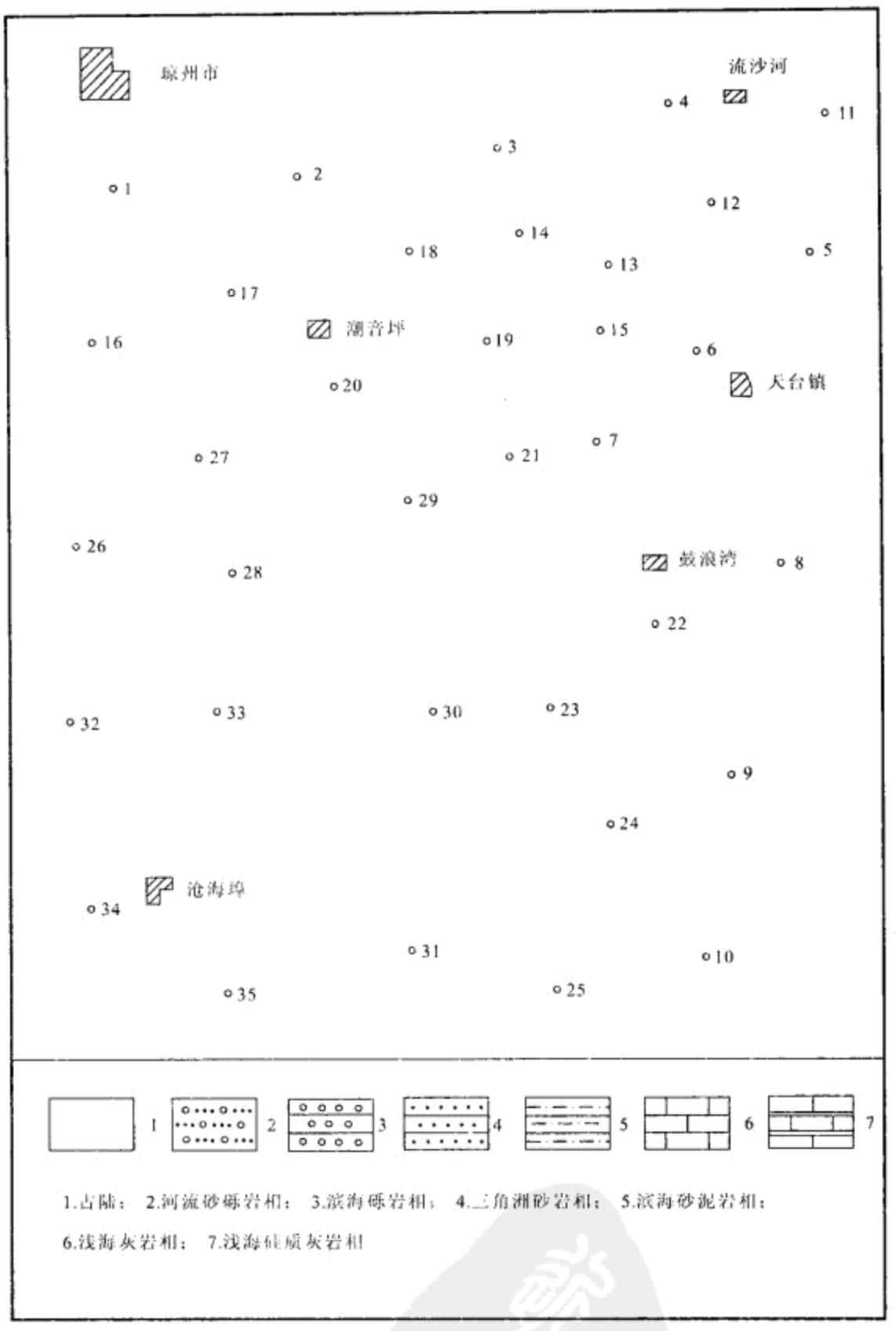
附表 11－2 ××地区地层序列表

层号	描 述	环境
10	紫红色长石石英砂岩、紫红色泥岩夹石膏层，泥岩中偶见陆相脊椎动物骨骸化石 30～80m	
9	杂色、紫红色泥岩，植物化石稀少 150～200m	
8	黄绿色砂岩夹杂色页岩及煤线，含植物化石 60～100m	
7	黑灰色砂岩、黑色页岩夹煤层，含丰富的植物化石 80～150m	
6	黑色页岩夹多层煤，含灰岩透镜体，页岩中含植物化石，灰岩中含腕足类化石 90～110m	
5	深灰色灰岩，含䗴类化石 5m	
4	黑灰色页岩夹煤层，含植物化石 50m	
3	灰色灰岩，含珊瑚、腕足及䗴类化石 5m	
2	灰绿色、深灰色页岩、粉砂岩夹煤线，含植物化石 30m	
1	铁、铝质古风化壳 0.5～2m	

(4)根据柱状剖面图(附图 11－1)所给地层厚度，将各点厚度标在附图 11－2 中的右上方，用等值线法和内插法画出等厚线。



附图 11－1　琼州地区上泥盆统柱状图



附图 11－2　琼州地区晚泥盆世岩相古地理图

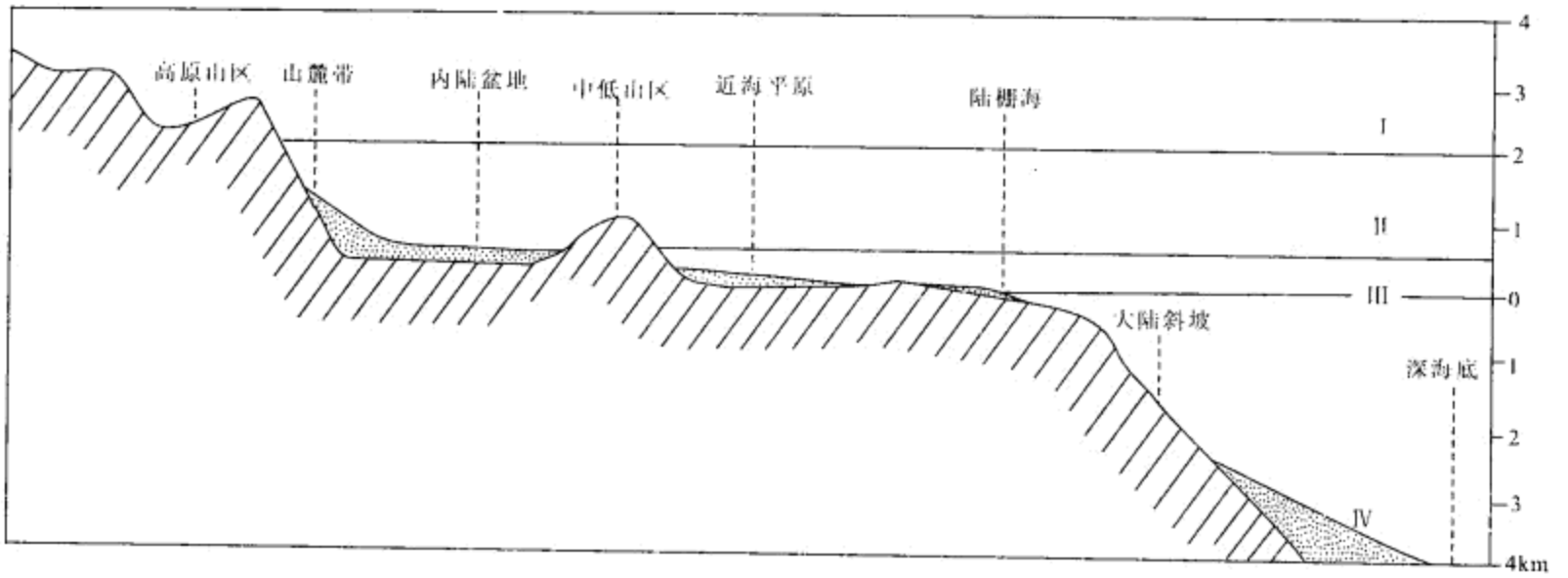
实习十二　现代地理、地貌及历史大地构造分析

一、实习目的

(1)熟悉中国及世界地理概况，海陆分布，主要山川名称、位置、走向，为分论学习打基础。
(2)深入理解和掌握历史大地构造分析的内容和方法。
(3)掌握中国及世界构造分区概况。

二、实习内容

(1)阅读中国地形图，熟悉中国行政区划、各省相当位置、简称及重要城市；对照高原山区至深海底地势剖面图(附图 12－1)及太平洋海底地貌图，了解中国地形、剥蚀区与沉积区的地势及空间分布特征；熟悉中国主要河流、山系和大型盆地的名称、位置及延伸方向。将各省的简称和重要山脉名称(参阅第四部分：链接内容)填在空白地图上(附图 12－2)。



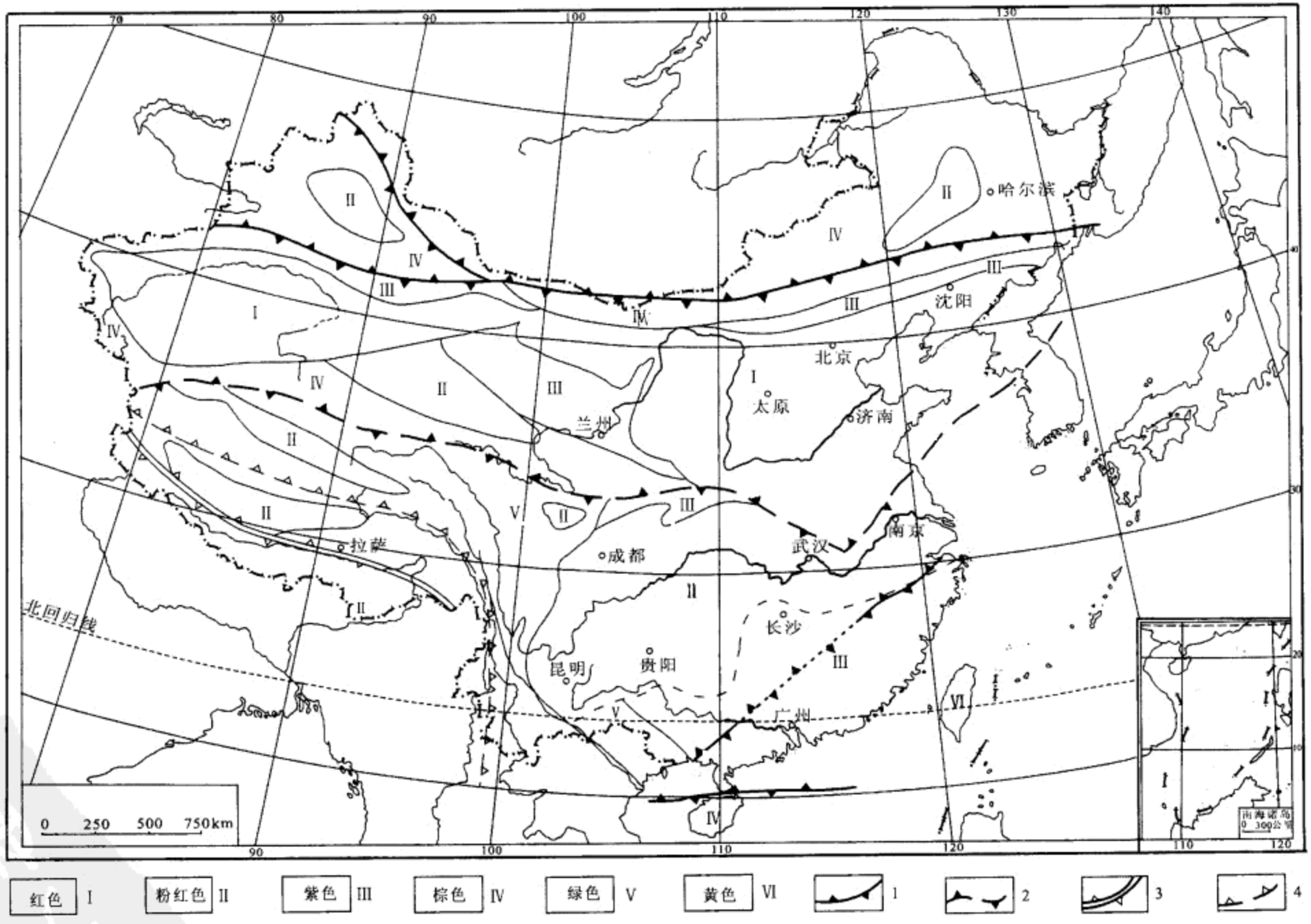
附图 12－1　高原山区至深海底地势剖面图

(2)阅读世界地形图，熟悉各大洲、大洋的名称及位置，了解气候、河流的分布及延伸方向。
(3)阅读中国及世界大地构造分区图(附图 12－3、附图 12－4)，对不同的大地构造单元进行着色区分。

三、作业

(1)对图 12－5 的剖面进行沉积组合类别的鉴别。
(2)阅读地形图及大地构造分区图，了解大地构造分区的原则，按此原则大陆地壳划分了哪些大地构造单元？它们在空间分布上有何特征？

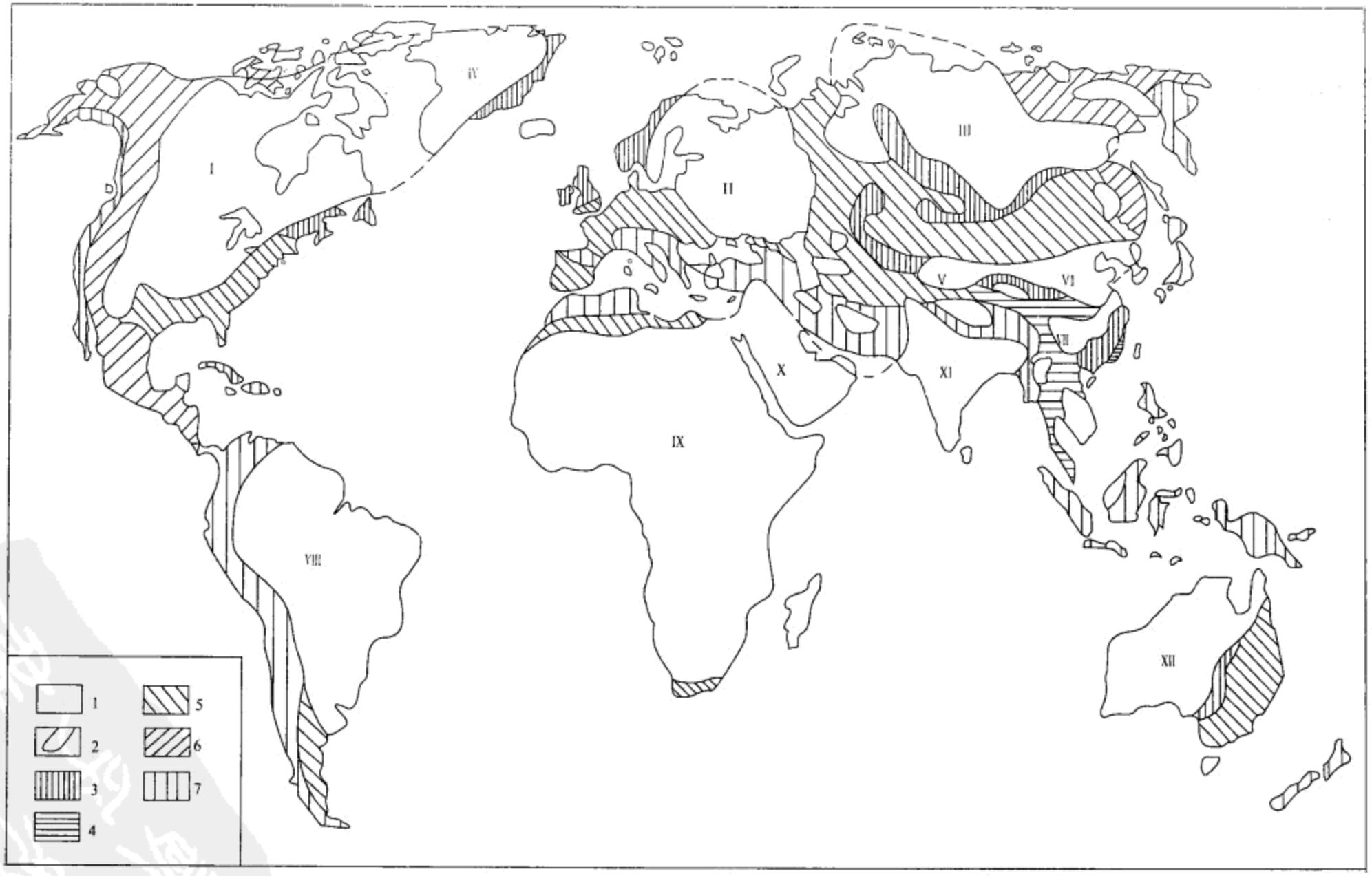
附图 12－2　中国行政区划及主要的山系(示意图)



附图 12－3　中国大地构造分区图(示意图)

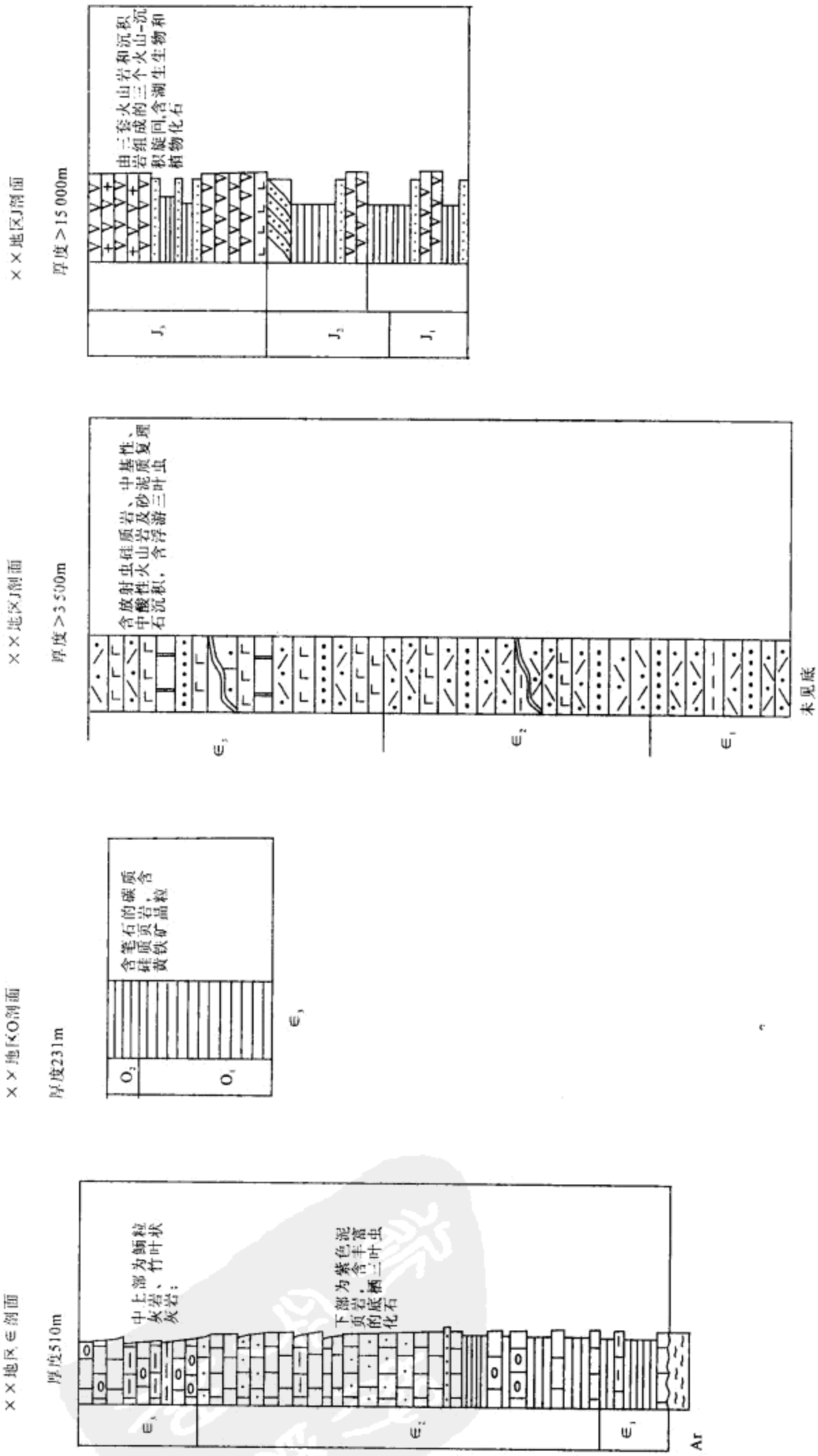
Ⅰ. 18 亿年前固结的地台区；Ⅱ. 10－8 亿年前固结的地台区；Ⅲ. 早古生代加里东褶皱带；Ⅳ. 海西期褶皱区；Ⅴ. 印支燕山期褶皱区；Ⅵ. 喜马拉雅(新阿尔卑斯)期褶皱区；

1. 海西期地壳对接消减带；2. 印支期地壳对接消减带；3. 燕山喜山期地壳对接消减带；4. 燕山喜山期地壳叠接消减带



附图 12－4　世界大地构造分区图

板块代号：Ⅰ. 北美板块；Ⅱ. 东欧板块；Ⅲ. 西伯利亚板块；Ⅳ. 格陵兰板块；Ⅴ. 塔里木板块；Ⅵ. 中期板块；Ⅶ. 扬子板块；Ⅷ. 南美板块；Ⅸ. 非洲板块；Ⅹ. 阿拉伯板块；Ⅺ. 印度板块；Ⅻ. 澳大利亚板块；
2. 板块边界（红色）；3. 加里东褶皱带（紫色）；4. 海西及印支褶皱带（绿色）；5. 海西褶皱带（棕色）；6. 老阿尔卑斯（燕山）褶皱带（蓝色）；7. 新阿尔卑斯（喜马拉雅）褶皱带（黄色）



附图 15－5　几种典型沉积类型剖面

四、链接内容

1. 中国部分

(1)中国各省简称及其行政归属

东北区:黑(黑龙江省)、吉(吉林省)、辽(辽宁省)。

华北区:冀(河北省)、晋(山西省)、蒙(内蒙古自治区)、京(北京)、津(天津)。

华东区:鲁(山东省)、苏(江苏省)、浙(浙江省)、皖(安徽省)、赣(江西省)、闽(福建省)、台(台湾省)、沪(申)(上海)。

中南区:豫(河南省)、鄂(湖北省)、湘(湖南省)、桂(广西壮族自治区)、粤(广东省)、琼(海南省)、港(香港)、澳(澳门)。

西南区:川(蜀)(四川省)、黔(贵州省)、滇(云南省)、藏(西藏自治区)、渝(重庆市)。

西北区:陕(陕西省)、甘(陇)(甘肃省)、宁(宁夏回族自治区)、青(青海省)、新(新疆维吾尔自治区)。

(2)中国的主要山脉,其走向大致有3种类型

近东西向:阴山山脉、秦岭、大别山、南岭、天山、祁连山、昆仑山、喜马拉雅山。

近北北东向:大兴安岭、太行山、吕梁山、雪峰山、龙门山。

近南北向:横断山脉、贺兰山。

(3)我国及亚洲东部主要地貌形态

高原山区:青藏高原。

内陆盆地:塔里木盆地、柴达木盆地、准噶尔盆地、四川盆地、陕甘宁盆地(鄂尔多斯盆地)。

近海平原:松辽平原、华北平原、江汉平原。

陆表海:渤海。

陆棚海:黄海、东海。

火山岛弧海:日本、琉球列岛,台湾省及菲律宾群岛。

边缘海:日本海、东海东侧、南海大部。

海沟:日本海沟、马里亚纳海沟、菲律宾海沟。

(4)中国大地构造分区各单位名称

大陆板块:中朝板块、塔里木板块、扬子板块。

加里东期褶皱区(造山带):东南加里东褶皱区、祁连-北秦岭加里东褶皱区。

海西期褶皱区(造山带):天山阿尔泰海西褶皱区、兴蒙海西褶皱区、昆仑山海西褶皱区。

印支、燕山期褶皱区(造山带):三江滇西印支褶皱区、秦岭印支褶皱区。

喜马拉雅期褶皱区(造山带):喜马拉雅新生代褶皱区、台湾新生代褶皱区。

2. 世界部分

(1)世界主要山系

乌拉尔山脉、阿尔泰山脉、萨彦岭、维尔霍扬斯克山脉(俄罗斯);比利牛斯山(南欧);阿特拉斯山(北非);科迪勒拉山系—海岸山脉、内华达山脉、落基山脉,安第斯山脉(美洲西海岸);阿巴拉契亚山脉(北美东海岸)。

(2)世界主要河流

勒拿河、叶尼赛河、鄂毕河(俄罗斯);莱茵河(德国);尼罗河(埃及);恒河(印度);印度河(巴基斯坦);亚马逊河(巴西);密西西比河(美国)。

(3)世界板块及各时期褶皱带

板块:东欧板块、西伯利亚板块;中朝板块、塔里木板块、扬子板块;北美板块;南方冈瓦纳板块(包括非洲、阿拉伯半岛、印度、澳洲西部、南美洲中东部、南极洲)。

加里东褶皱区(早古生代褶皱带或造山带):阿巴拉契亚东段-格陵兰-英伦三岛-斯堪的纳维亚半岛(格罗平)加里东褶皱区、贝加尔-萨彦岭加里东褶皱区;中国东南加里东褶皱区、祁连加里东褶皱区;澳大

利亚中部加里东褶皱区。

海西期(华力西期)褶皱区(晚古生代褶皱带或造山带):西欧莱茵海西褶皱带(区);乌拉尔、中亚-哈萨克斯坦-中国天山-兴蒙海西褶皱区、昆仑山海西褶皱带;阿巴拉契亚海西褶皱带(区);澳洲东部塔斯马尼亚海西褶皱区;北非海西褶皱区、南非海西褶皱区。

印支燕山期褶皱区(中生代或老阿尔卑斯褶皱带或造山带):阿特拉斯山-比利牛斯山-阿尔卑斯山中生代褶皱带;中国横断山脉印支褶皱带及秦岭印支褶皱带;北美内华达-落基山脉中生代褶皱带;日本内带-菲律宾西部中生代褶皱带。

喜马拉雅新生代褶皱区(新阿尔卑斯褶皱带或造山带):喜马拉雅新生代褶皱带;北美海岸山脉-南美安第斯山脉新生代褶皱带;日本外带-台湾-菲律宾新生代褶皱带。

实习十三　中国南华纪—早古生代地史特征

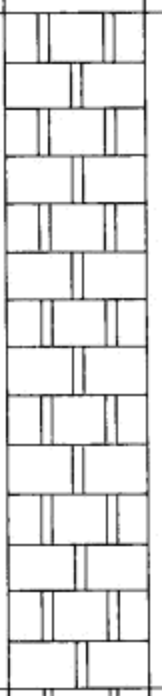
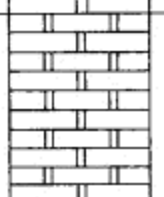
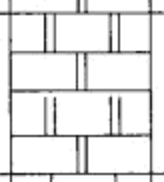
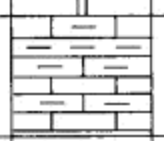
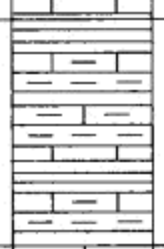
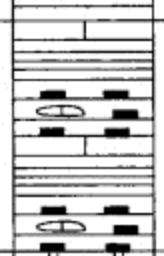
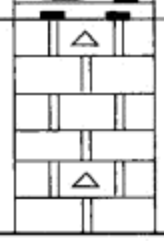
一、实习目的和内容

1. 地层柱状图及沉积环境

阅读中国南华纪、震旦纪、寒武纪、奥陶纪、志留纪典型地区地层柱状图(附图 13-1 至附图 13-6)，了解各纪地层发育特征，分析沉积环境。

系	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	相对海平面变化
寒武系	水井沱组		黑色炭质页岩夹灰岩			←降　升→
震旦系	灯影组	150m 100 50 0	含磷砾屑白云岩 浅灰色厚层白云岩 黑色薄层灰岩含燧石结核 浅灰色厚层白云岩	最早期骨骼化石(小壳动物) *Sinoubulites*(震旦虫管) *Vendotaenia*　(文德带藻) *Charnia*　(恰尼虫)		
	陡山沱组		深灰色硅质、泥质、炭质白云岩及燧石结核白云岩	钙质及硅质海绵骨针		
南华系	南沱组		灰绿、紫红色冰碛岩	*Laminarites antiquissimus*　(古片藻)		
	莲沱组		含砾粗砂岩、砂岩及粉砂岩	*Trachysphaeridium*(粗面球形藻)		

附图 13-1　宜昌峡东地区南华系和震旦地层柱状图

统	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	相对海平面变化
上寒武统	三游洞组		厚层白云岩	200 m 100 0		← 降 升 →
中寒武统	覃家庙组		薄层白云岩	*Anomocarella* （小无肩虫）		
下寒武统	石龙洞组		厚层白云岩	*Redlichia chinensis* （中华莱得利基虫）		
	天河板组		泥质条带灰岩及 鲕状灰岩	*Archaeocyathus* （原古杯）		
	石牌组		灰绿色砂质页岩 夹泥质灰岩	*Palaeolenus* （古油栉虫）		
	水井沱组		黑色页岩夹薄层灰岩 底部炭质页岩	*Hupeidiscus* （湖北盘虫）		
上震旦统	灯影组		含磷硼屑白云岩	小壳化石		

附图 13－2　宜昌峡东地区寒武系地层柱状图

统	阶	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	相对海平面变化
上寒武统	凤山阶	凤山组		灰岩及泥质灰岩	*Ptychaspis*（褶盾虫） *Saukia*（索克虫）		←降 升→
	长山阶	长山组		竹叶状灰岩及灰岩	*Changshania*（长山虫） *Kaolishania*（高里山虫）		
	固山阶	固山组		钙质页岩及薄层泥灰岩	*Blackwelderia*（蝴蝶虫） *Drepanura*（蝙蝠虫）		
中寒武统	张夏阶	张夏组	40m 20 0	鲕状灰岩夹灰岩，具交错层理及波痕	*Damesella*（德氏虫）		
	徐庄阶	徐庄组		泥岩及薄层灰岩	*Bailiella*（毕雷氏虫） *Sunaspis laevis*（孙氏盾壳虫）		
	毛庄阶	毛庄组		紫红色泥岩及薄层灰岩，夹鲕状灰岩	*Shantungaspis*（山东盾壳虫）		
下寒武统		馒头组		紫红色页岩夹薄层泥灰岩，含食盐假晶，底部硅质灰岩	*Redlichia chinensis*（中华莱得利基虫）		
			Ar				

附图 13－3　山东张夏地区寒武系地层柱状图

统	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	相对海平面变化
上奥陶统	观音桥层		泥质灰岩	*Dalmanitina* (小达尔曼虫)		降 升
	五峰组		黑色炭质、硅质页岩	*Tangyagraplus typicus* (棠亚笔石)		
	临湘组		黄色瘤状泥灰岩	*Nankinolithus nankinensis* (南京南京三瘤虫)		
中奥陶统	宝塔组		褐红色及黄色收缩纹灰岩	*Sinoceras chinensis* (中国震旦角石)		
	庙坡组		黑色页岩夹薄层灰岩	*Nemagraptus gracilis* (丝笔石)		
下奥陶统	牯牛潭组		青灰色及微红色厚层灰岩与瘤状泥质灰岩互层	*Vaginoceras* (鞘角石)		
	大湾组		灰绿色、紫红色瘤状灰岩夹黄绿色页岩	*Yangtzeella*（扬子贝） *Protocycloceras* (前环角石)		
	红花园组		深灰色厚层灰岩及生物碎屑灰岩	*Coreanoceras* (朝鲜角石)		
	分乡组		深灰色生物碎屑灰岩夹灰绿色页岩	*Acanthograptus sinensis* (中国刺笔石) *Tungtzuella kucichowensis* (贵州小桐梓虫)		
	南津关组		深灰色厚层灰岩夹生物碎屑灰岩 25m 0	*Dactylocephalus* (指纹头虫)		
	西陵峡组		厚层白云岩及白云质灰岩	*Monocostodus* (单肋牙形石)		
上寒武统	三游洞组					

附图 13－4　宜昌三峡奥陶系地层柱状图

统	组		岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	相对海平面变化
中奥陶统	八陡组	峰峰组		棕灰色厚层灰岩及豹皮灰岩	*Badoudus badousnsis* (八陡八陡刺)		← 降　升 →
	阁庄组			白云质灰岩及白云岩			
下奥陶统	上马家沟组			厚层灰岩夹白云岩及白云质灰岩	*Armenoceras* (阿门角石)		
	下马家沟组			厚层灰岩、白云质灰岩及灰质白云岩	*Tangshanodus* (唐山刺) *Eoisotelus orientalis* (东方古等称虫)		
	亮甲山组			上部：白云岩夹硬石膏层 75 m 50 25 0 下部：灰岩及生物碎屑灰岩	*Ophileta plana* (平蛇卷螺)		
	冶里组			薄层灰岩、竹叶状灰岩夹钙质页岩	*Dictyonema* (网格笔石)		
上寒武统							

附图 13－5　华北地区奥陶系地层柱状图

统	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	相对海平面变化
中志留统	纱帽组		上部灰绿色中-细粒石英砂岩夹页岩。砂岩交错层发育。未见化石,下部黄绿色泥页岩夹粉砂岩	*Coronocephalus* (王冠虫)		← 降　升 →
下志留统	石屋子组		黄绿色泥岩、页岩和紫红色页岩互层			
	罗惹坪组		黄绿色灰质泥岩、页岩、粉砂岩、瘤状灰岩及薄层灰岩	*Halysites*　（链珊瑚） *Pentamerus*　（五房贝）		
	龙马溪组		黄绿、蓝灰、黑色砂质页岩及页岩互层,薄层细砂岩。厚500米左右,含两个笔石带	*Monograptus sedgwickii* （赛氏单笔石） *Demirastrites triangulatus* （三角半耙笔石）		
			黑色页岩和硅质岩,厚100多米，含五个笔石带	*Rastrites*　（耙笔石）　*Pristiograptus cyphus*　（曲背锯笔石） *Akidograptus acuminatus* （尖削尖笔石） *Glypotograptus persculptus* （雕刻雕笔石）		

附图 13－6　宜昌志留系地层柱状图

2. 岩相古地理图及沉积分布规律

阅读中国南华纪、震旦纪、寒武纪、奥陶纪、志留纪的岩相古地理图，了解各纪的沉积分布规律及地理格架。

★　岩相古地理图的读图方法和沉积示意剖面图的制作

(1)古地理图读图步骤

① 阅读图名和比例尺，了解图示的时空范围。

② 阅读图例，了解图内各种符号的含义。

③ 区分沉积区与古陆剥蚀区，并了解其分布特征。

④ 了解沉积区内各种沉积类型的分布规律及其构造古地理意义。

(2)沉积示意剖面图编制方法

沉积示意剖面图一般是根据选定的剖面线方向在岩相古地理图上做图切剖面，参考剖面上不同地点的地层剖面资料编制而成，用以直观地标示某一地区某一时代的沉积特征，古地理和古构造特征在横向上的变化。其编制步骤如下：

① 在岩相古地理图上选择剖面线。剖面线一般应穿越图幅内各种有代表性的古地理、古构造单元。

②确定垂直比例尺(水平比例尺是已知的)。垂直比例尺可与水平比例尺一致，也可放大或缩小，视具体情况而定，一般垂直比例尺应大于水平比例尺。

③在绘图方格纸上画一条水平线作为基线，代表海平面。将海陆分界点、岩相分界点、沉积等厚线与剖面线交点依次投影到基线上，并在基线上方表明剖面起止点及所经过的主要地点。

④根据岩相分析的结果，确定海水的大致深度(如滨浅海 0～200m、半深海 200～2 000m、深海＞

2 000m 等),以水平基线为海平面画出海水深度变化曲线及古陆剥蚀地区地形变化曲线。

⑤根据沉积等厚线或各地的地层厚度资料,以海水深度变化曲线(即沉积顶面曲线)为界画出沉积基盘变化曲线。

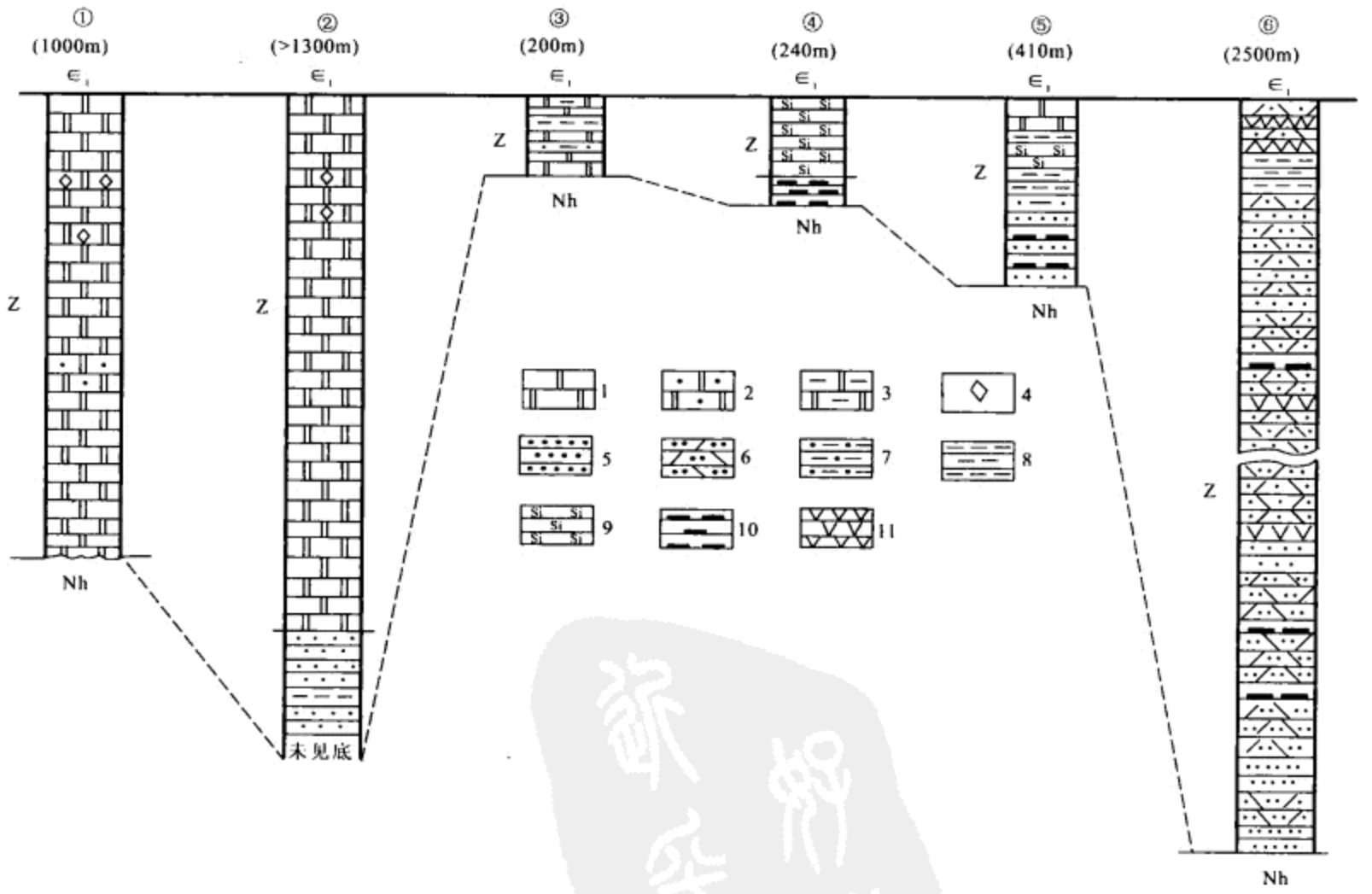
⑥依据图例标注岩相花纹,相变界线用锯齿状曲线"~~~"表示。

3. 古生物及标准化石

了解早古生代各纪生物群总貌,并掌握主要门类的常见标准化石,标准化石包括:*Redlichia*(莱德利基虫)$\in_1$,*Hupeidiscus*(湖北盘虫)$\in_1^1$,*Palaeolenus*(古油栉虫)$\in_1$,*Santungaspis*(山东盾壳虫)$\in_2^1$,*Damesella*(德氏虫)$\in_2^2$,*Drepanura*(蝙蝠虫)$\in_3^1$,*Balackwelderia*(蝴蝶虫)$\in_3$,*Pseudagnostus*(假球接子)$\in_3$,*Ajacicyathus*(阿雅斯古环)$\in$,*Armenoceras*(阿门角石)O,*Sinoceras*(震旦角石)O_2,*Dactylocephalus*(指纹头虫)O_1,*Nankinolithus*(南京三瘤虫)O_3,*Eoisotelus*(古等称虫)O_1,*Yangtzeella*(扬子贝)O_1,*Hirnantia*(赫南特贝)O_3,*Dictyonema*(网格笔石)O_1,*Didymograptus*(对笔石)O_1,*Nemagraptus*(丝笔石)O_2,*Dicellograptus*(叉笔石)O_{2-3},*Rastrites*(耙笔石)S_1,*Monograptus*(单笔石)$S-D_1$,*Glypotograptus*(雕笔石)$O-S_2$,*Cyrtognaptus*(弓笔石)S_{1-2},*Pentamerus*(五房贝)S,*Coronocephalus*(王冠虫)S_2,*Sichuanoceras*(四川角石)S_2,*Cystiphyllum*(泡沫珊瑚)S,*Halysites*(链珊瑚)O_2-S,*Hormotoma*(链房螺)$O-S$。

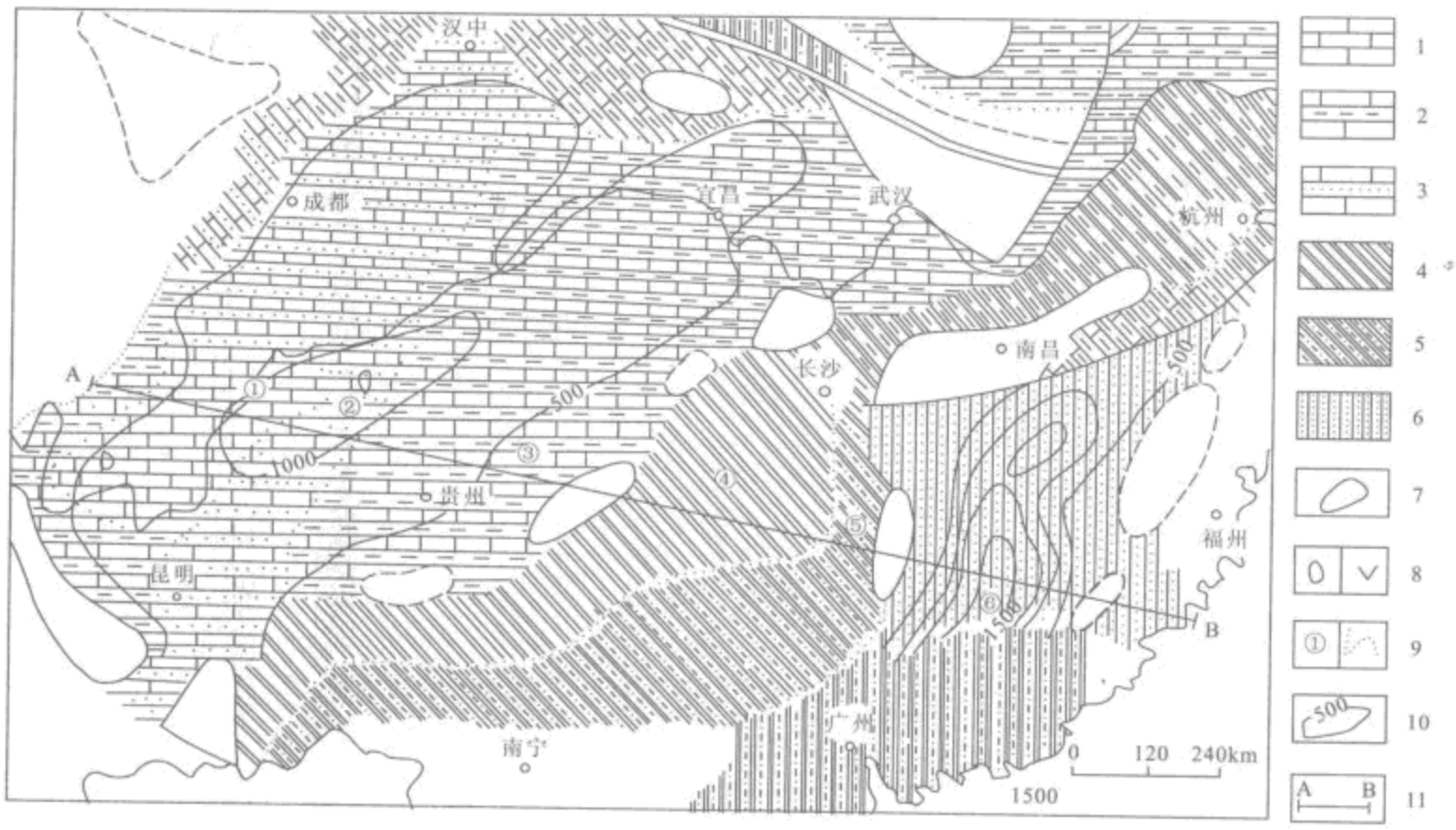
二、作业

(1)参照华南地区震旦系柱状对比图(附图 13-7),在华南地区震旦纪岩相古地理图(附图 13-8)上切制沉积示意剖面图,垂直比例尺用 1∶200 000 或 1∶100 000。



附图 13-7 华南地区震旦系柱状对比图

1. 白云岩;2. 砂质白云岩;3. 泥质白云岩;4. 膏盐沉积;5. 砂岩;6. 凝灰质砂岩;7. 泥质粉砂岩;8. 泥质岩;9. 硅质岩;10. 碳质页岩;11. 火山岩



附图 13-8 华南地区震旦纪岩相古地理图

海相稳定类型:1. 浅海碳酸盐沉积;2. 浅海泥质及碳酸盐沉积;3. 滨浅海碎屑及碳酸盐沉积,海相过渡类型;4. 边缘海非补偿硅质及炭质沉积;5. 边缘海碎屑泥质及硅质沉积,海相活动类型;6. 半深海含火山物质碎屑及泥质复理石沉积;7. 古陆剥蚀区;8. 左为膏盐层,右为火山岩;9. 左为剖面位置,右为沉积类型界线;10. 沉积等厚线;11. 图切剖面位置

(2)奥陶纪有哪些主要的生物相?举例说明。峡东地区下奥陶统分乡组和大湾组均含有笔石,它们是笔石页岩相吗?

实习十四　晚古生代地史特征

一、 实习目的与内容

1. 地层柱状图及沉积环境分析

阅读中国泥盆纪、石炭纪、二叠纪典型地区地层柱状图(附图 14－1 至附图 14－5),了解各纪地层发育特征、沉积环境。比较华南、华北上述各纪地层的差异性。

2. 岩相古地理图及沉积分布规律

阅读中国泥盆纪、石炭纪、二叠纪古地理图,了解各纪的沉积分布规律及地理格架。

3. 古生物及标准化石

了解晚古生代生物界总貌及主要生物门类的标准化石,常见的标准化石包括:

Euryspirifer(阔石燕)D_1, *Stringocephalus*(鸮头贝)D_2, *Cyrtospirifer*(弓石燕)D_3, *Yunnanellina*(准云南贝)D_3, *Calceola*(拖鞋珊瑚)D_{1-2}, *Hexagonaria*(六方珊瑚)D_2, *Manticoceras*(尖棱菊石)D_3, *Bothriolepis*(沟鳞鱼)D_{1-2}, *Leptophloeum*(薄皮木)D_3, *Cystophrentis*(泡沫内沟珊瑚)D_3, *Pseudouralina*(假乌拉珊瑚)C_1, *Thysanophyllum*(泡沫柱珊瑚)C_1, *Yuanophyllum*(袁氏珊瑚)C_1, *Kueichouphyllum*(贵州珊瑚)C_1, *Gigantoproductus*(大长身贝)C_1, *Choristites*(分喙石燕)C_2, *Triticites*(麦粒䗴)C_2, *Neuropteris*(脉羊齿)C_2最盛, *Lepidodendron*(鳞木)C－P, *Pseudoschwagerina*(假希瓦格䗴)P_1, *Misellina*(米斯䗴)P_2, *Neoschwagerina*(新希瓦格䗴)P_2, *Codonofusiella*(喇叭䗴)P_3, *Wentzellophyllum*(似文采尔珊瑚)P_2, *Waagenophyllum*(卫根珊瑚)P, *Hayasakaia*(早坂珊瑚)P_2, *Leptodus*(蕉叶贝)P, *Pseudotirolites*(假提罗菊石)P_3, *Cathaysiopteris*(华夏羊齿)P, *Lobatannularia*(瓣轮叶)P, *Gigantopteris*(大羽羊齿)P。

二、作业

(1)试述加里东运动对华南古构造、古地理的影响。

(2)根据沉积及生物群特征分析我国石炭纪气候及其对沉积矿产的影响。

(3)阅读中国东部几个重要地区上古生界地层剖面(黔桂、湘中、湘赣交境、闽中、山西太原),对比附图 14－6 中各剖面地层,了解我国东部上古生界地层分布特征,绘制泥盆纪—早石炭世、晚石炭世—中二叠世、晚二叠世三个阶段华南地区沉积示意图(其剖面线方向见附图 14－7)。

统	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	海水深度
上泥盆统	融县组		浅灰色生物碎屑灰岩、白云质灰岩及白云岩	*Yunnanellina*（小云南贝） *Palmatolepis perlobata*（小叶掌鳞刺） *Tenticospirifer*（帐篷石燕）		0 50 100 150 200250m
	谷闭组		灰色扁豆状灰岩、含硅质条带及泥质条带灰岩	*Monticoceras*（尖棱角石） *Cyrtospirifer sinensis*（中国弓石燕）		
中泥盆统	东岗岭组		灰色灰岩、泥质灰岩夹白云质灰岩或白云岩	*Stringocephalus*（鹑头贝） *Temnophyllum waltheri*（切珊瑚） *Nowakia otomari*（奥托马塔节石）		
	应塘组		灰色灰岩、泥质灰岩及页岩	*Prismatophyllum*（多角珊瑚） *Xenospirifer fongi*（冯氏阔石燕）		
下泥盆统	四排组		灰色生物灰岩夹白云岩及灰岩	*Euryspirifer paradoxus*（奇异阔石燕）		
	郁江组		上部为灰色页岩与泥灰岩互层 中部为灰色灰岩夹页岩 下部为灰色钙质泥岩及白云岩	*Calceola sanaalina*（拖鞋珊瑚） *Polygnathus lenzi*（伦兹多颚刺） *Dicoelostrophia*（双腹扭形贝）		
	那高岭组		灰绿色泥岩夹灰岩扁豆体	*Orientospirifer nakaolingensis*（那高岭东方石燕） *Chalcidophyllum nakaolingensis*（那高岭鱼脊珊瑚）		
	莲花山组		上部为紫红色砂岩夹泥岩 下部为紫红色砂岩夹含砾砂岩、砾岩	*Asiaspis expanca*（宽展亚洲鱼）		200m 100 0

附图 14－1　桂中泥盆系地层柱状图

统	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	海水深度
下二叠统	马平组		灰色灰岩、生物碎屑灰岩	*Pseudoschwagerina*（假希瓦格蜓） *Kepingophyllum*（柯坪珊瑚） *Triticites*（麦粒蜓）		0 25 50 75m
上石炭统	威宁组		灰色白云岩、灰岩	*Choristites mosquensis*（莫斯科分喙石燕） *Fusulinella*（小纺缍蜓） *Pseudostaffella*（假史塔夫蜓）		
下石炭统	上司组		上部为灰色灰岩夹白云岩 下部为灰色灰岩、泥灰岩及砂岩	*Yuanophyllum kansuense*（甘肃袁氏珊瑚） *Gigantoproductus*（大长身贝） *Eostaffella*（始史塔夫蜓）		
	旧司组		上部为深灰色灰岩夹页岩 下部为灰色砂岩、页岩夹灰岩	*Thysanophyllum asiaticum*（亚洲泡沫柱珊瑚）		
	汤粑沟组		深灰色灰岩、泥灰岩夹页岩及砂岩 80m 0	*Eochoristites*（始分喙石燕） *Pseudouralinia tangpakouensis*（汤粑沟假乌拉珊瑚）		
上泥盆统	革老河组		灰色、深灰色灰岩、白云质灰岩夹页岩	*Cystophrentis kolaohoensis*（革老河泡沫内沟珊瑚）		

附图 14－2 黔南石炭系地层柱状图

统	组	段	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	海水深度
上石炭统	太原组	III段		灰色砂岩、页岩夹灰岩及煤	*Dictyoclostus taiyanfuensis*（太原府网格长身贝）		0 10 20 30m
		II段		上部为灰色灰岩及页岩 下部为灰黑色页岩、砂岩夹煤层	*Pseduschwagerina*（假希瓦格鲢） *Pecopteris feminaeformis*（镶边栉羊齿）		
		I段		黑色页岩、煤层夹灰岩透镜体 8m 0	*Neuropteris pseudoovata*（假卵形脉羊齿） *Triticites*（麦粒鲢）		
	本溪组			上部为灰黑色页岩夹灰岩 下部为灰黑色页岩夹煤层 底部为铝土矿及山西式铁矿	*Neuropteris gigantea*（大型脉羊齿） *Fusulinella*（小纺缍鲢） *Pseudostaffella*（假始塔夫鲢）		

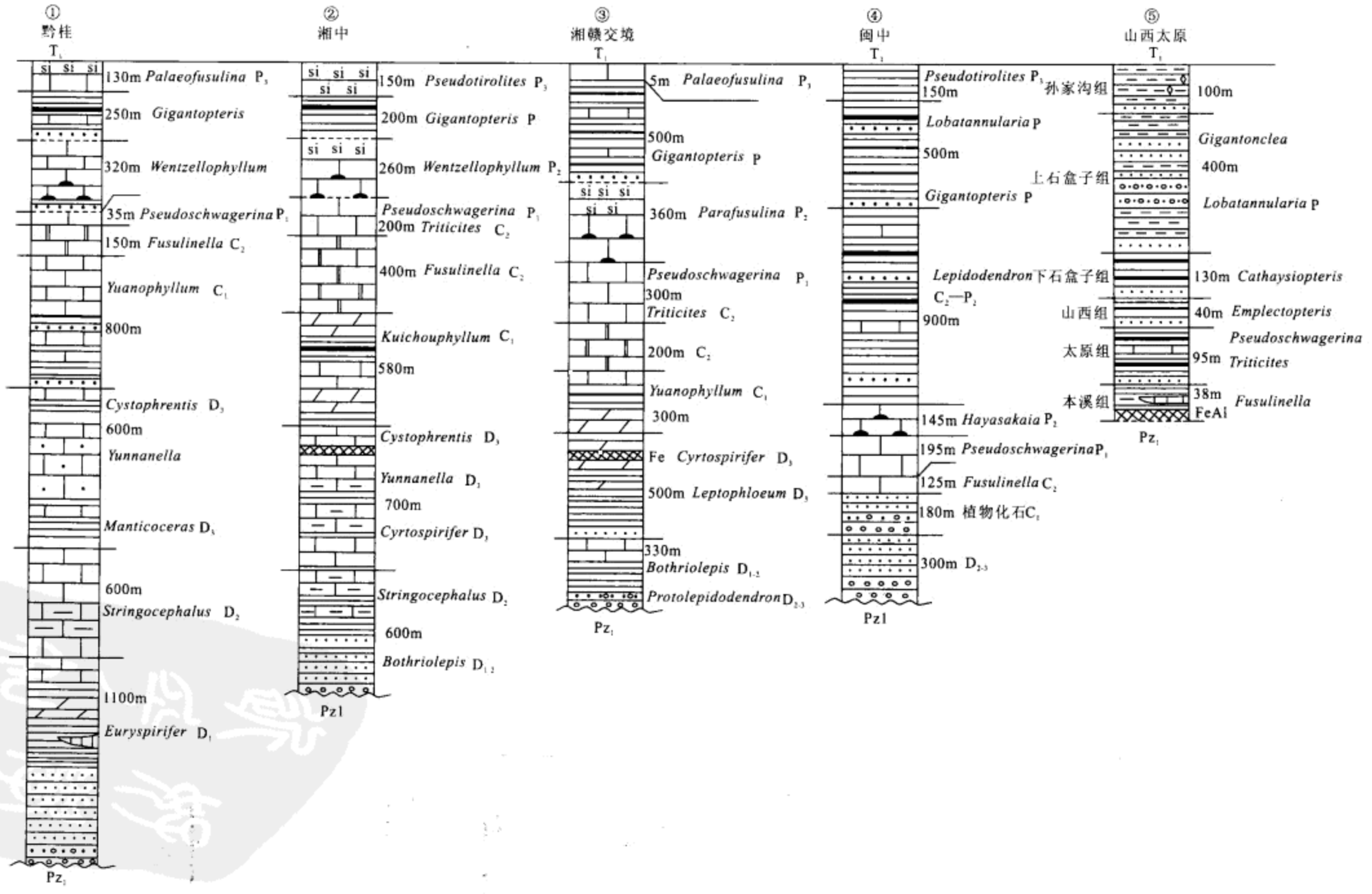
附图 14－3　山西太原石炭系地层柱状图

统	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	海水深度
上二叠统	大隆组	Si Si Si Si Si Si	黑色硅质岩、炭质硅质泥岩	*Pseudotirolites*（假提罗菊石）		0 50 100 150 200m
	长兴组		灰色含燧石灰岩，有时夹页岩及薄煤层	*Palaeofusulina*（古纺缍鲢）		
	龙潭组	V V	灰黑色页岩、砂岩与含燧石灰岩互层，夹数层煤	*Gigantopteris nicotianaefolia*（烟叶大羽羊齿） *Leptodus nobilis*（美丽蕉叶贝） *Codonofusiella*（喇叭鲢）		
中二叠统	茅口组		浅灰色灰岩、含燧石结核灰岩 190m 0	*Neoschwagerina*（新希瓦格鲢） *Waagenophyllum*（卫根珊瑚） *Wentzellophyllum*（似文采尔珊瑚）		
	栖霞组		深灰色、灰黑色灰岩、瘤状灰岩，含多层燧石结核	*Misellina*（米氏鲢） *Hayasakaia*（早坂珊瑚） *Parafusulina*（拟纺缍鲢）		
下二叠统	梁山组		灰色石英砂岩、页岩夹薄层煤			
上石炭统	马平组	e e e	灰色灰岩、生物碎屑灰岩	*Pseudoschwagerina*（假希瓦格鲢） *Triticites*（麦粒鲢）		

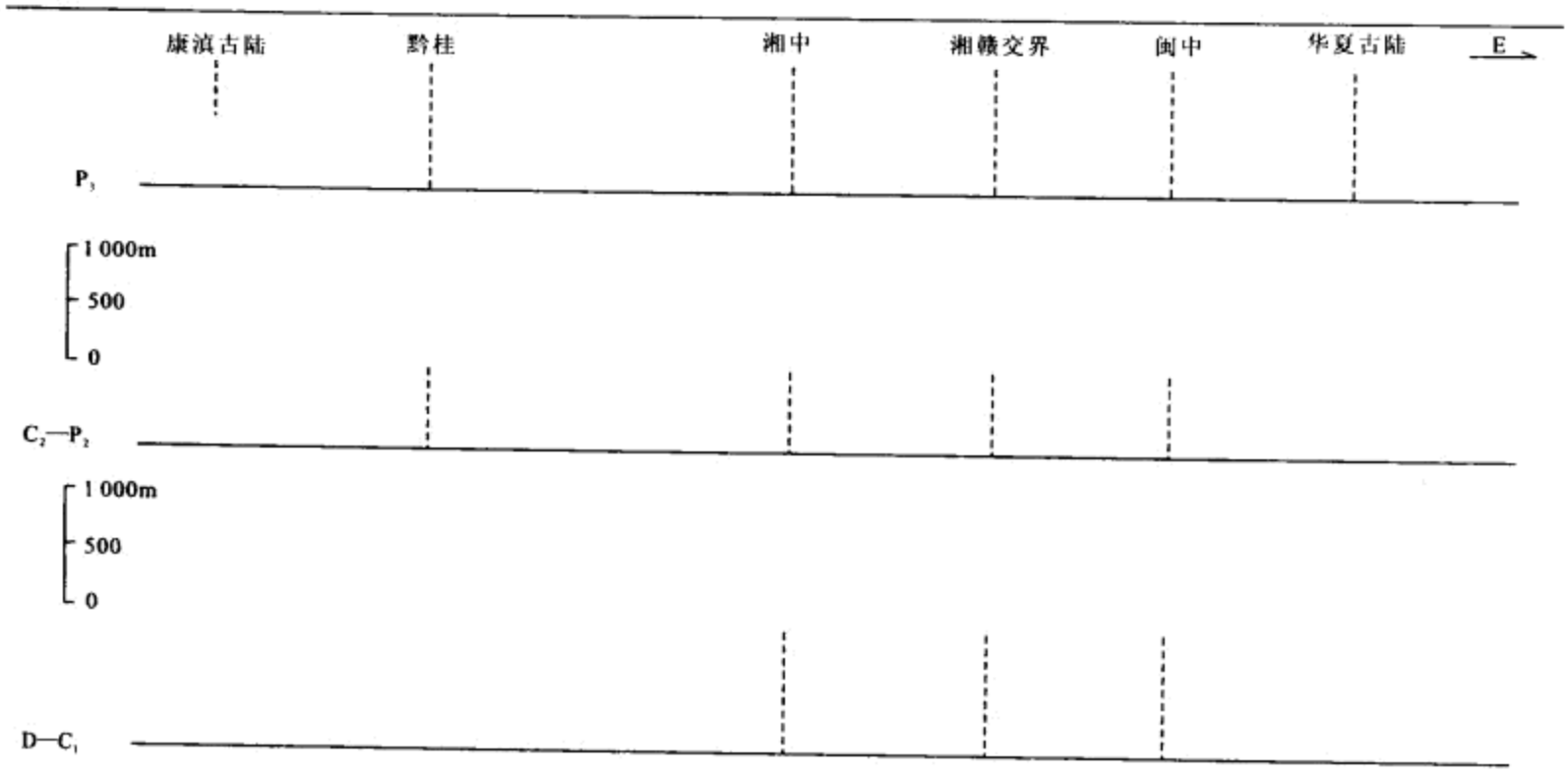
附图 14－4　黔中二叠系地层柱状图

统	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	古气候
上二叠统	石千峰组		灰紫色长石石英砂岩与紫红色泥岩互层,夹淡水泥灰岩及石膏层			
	上石盒子组		上部主要为紫红色、杂色泥岩 黄绿色含砾粗砂岩与杂色泥岩互层 100 m 0 杂色砂岩与泥岩互层,锰、铝质含量较高	*Gigantonoclea hallei* （栗叶单网羊齿） *Lobatannularia sinensis* （中国瓣轮叶）		
中二叠统	下石盒子组		黄绿色砂岩夹杂色页岩及少量炭质页岩	*Cathaysiopteris whiter* （怀特华夏羊齿）		
	山西组		黑色页岩、砂岩和可采煤互层	*Emplectopteris triangularis* （三角织羊齿）		
下二叠统	太原组		灰色砂岩、页岩夹灰岩及煤层	*Dictyoclostus taiyanfuensis* （太原府网格长身贝） *Pseudoschwagerina* （假希瓦格鲢） *Neuropteris pseudovata* （假卵形脉羊齿）		
上石炭统						

附图 14－5　山西太原二叠系地层柱状图



附图 14－6　中国东部上古生界地层柱状对比图



附图 14－7　华南晚古生代沉积示意剖面图

实习十五 中、新生代地史特征

一、实习目的和内容

1. 地层柱状图及沉积环境

阅读中国三叠纪、侏罗纪、白垩纪典型地区地层柱状图(附图 15－1 至附图 15－4),了解各纪地层发育特征,并进行沉积相分析。

2. 岩相古地理图及沉积分布规律

阅读中国三叠纪、侏罗纪、白垩纪、古近纪、新近纪岩相古地理图,了解各纪沉积分布规律和古地理面貌。

3. 古构造运动

了解中、新生代几次重要的构造运动对中国古地理、古构造格局的巨大影响,以及新华夏构造的形成史。

4. 古生物及标准化石

了解中新生代生物界总貌及主要门类的标准化石,常见的标准化石:

Danaeopsis(似丹尼蕨)T_3, *Dictyophyllum*(网脉蕨)T_3, *Clathropteris*(格子蕨)T_3, *Ophiceras*(蛇菊石)T_1, *Tirolites*(提罗菊石)T_1, *Protrachyceras*(前粗菊石)T_{2-3}, *Pseudoclaraia*(假克氏蛤)T_1, *Eumorphotis*(正海扇)T_1, *Myophoria*(褶脊蛤)T_3, *Daonella*(鱼鳞蛤)T_{2-3}, *Burmesia*(缅甸蛤)多出现于 T_3, *Bakevelloides*(类贝莢蛤)多出现于 T_3, *Coniopteris*(锥叶蕨)J_1-K_1, *Brachyphyllum*(短叶杉)J_2-K, *Arietites*(白羊石)J_1, *Hongkongites*(香港菊石)J_1, *Ferganoconcha*(费尔干蚌)J, *Psilunio*(裸珠蚌)J－R, *Nippononaia*(富饰蚌)K_1, *Nakamuranaia*(中村蚌)J_3-K_1, *Eosestheria*(东方叶肢介)J_3-K_1, *Ephemeropsis*(类蜉蝣)J_3, *Lycoptera*(狼鳜鱼)J_3, *Nummulites*(货币虫) E－R。

二、 作业

(1)华北、华南三叠纪地史有何重要区别?

(2)对比辽西和川滇盆地侏罗纪、白垩纪的生物面貌,沉积特征及其与气候的关系?

(3)从哪些特征可以看出辽西地区在侏罗纪、白垩纪是活动的小型断陷盆地?

(4)从哪些特征可以看出侏罗纪、白垩纪川滇大型内陆盆地是一个稳定的盆地?

(5)与中生代相比较,新生代的古构造、古地理、古气候和沉积类型各有什么不同?

(6)对比附表 15－1 中不同地区沉积类型及古气候的差异,根据沉积特征和古气侯特征将表着色。

统	阶	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	相对海平面变化
上三叠统 T_3	瑞替阶	二桥组		下部为灰色中粗粒石英砂岩,上部为灰色砂岩、页岩夹炭质页岩	*Dictyophyllum*(网脉蕨) *Clathropteris*(格子蕨)		← 降 → 升
	诺利阶	火把冲组		灰色砂岩、黑色页岩夹煤层	*Burmesia*(缅甸蛤)		
		把南组		灰色砂页岩互层，夹泥灰岩、炭质页岩及煤线	*Myophoria kweichowensis*(贵州褶脊蛤)		
中三叠统 T_2	卡尼阶	法郎组		灰色页岩、灰绿色砂质页岩夹泥岩及灰岩	*Halobia*(海燕蛤) *Daonella*(鱼鳞蛤)		
	拉丁阶						
	安尼阶	关岭组		白云岩、岩溶角砾岩，下部含灰岩、泥灰岩，底部为绿豆岩	*Myphoria goldfussi* (双饰褶脊蛤)		
下三叠统 T_1	奥尼阶	永宁镇组		灰绿色、紫色页岩、泥灰岩及白云岩	*Tirotites*(提罗菊石)		
	印度阶	飞仙关组		紫红色砂岩、泥岩夹泥灰岩及含铜砂岩	*Pseudoclaraia* (假克氏蛤) *Eumorphotis*(正海扇) *Ophiceras*(蛇菊石)		
			P				

附图 15－1　贵州贞丰三叠系地层柱状图

系	统	群及组		岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	古气候及火山事件
白垩系	下统	孙家湾组			紫红色砂砾岩夹页岩,砾石分选差,胶结松	*Acanthopteris* (刺蕨)		
		热河群	九佛塘组		上部为灰黑色砂页岩夹可采煤;下部为灰黑色粉砂岩、纸状页岩及油页岩.	*Psittacosaurus* (鹦鹉嘴龙)		
侏罗系	上统		义县组		安山岩为主夹凝灰质砂页岩	*Lycoptera* (狼鳍鱼) *Ephemeropsis* (类浮游) *Eosestheria* (东方叶肢介)		
	中统	南岭群	上城子组		上部为具大型风成交错层理的砂砾岩,下部为紫红色砾岩、砂岩、页岩夹煤层 1050m 350 0			
			蓝旗组		玄武岩、安山岩和流纹岩	*Coniopteris hymcnophyloides* (膜蕨型锥叶蕨)		
	下统	北票群	北票组		黄褐色砂岩、灰黑色页岩夹煤层			
			兴隆沟组		上部为玄武岩和安山岩，下部为黄绿色砂页岩、砾岩夹煤层			

附图 15－2　辽西地区侏罗、白垩系地层柱状图

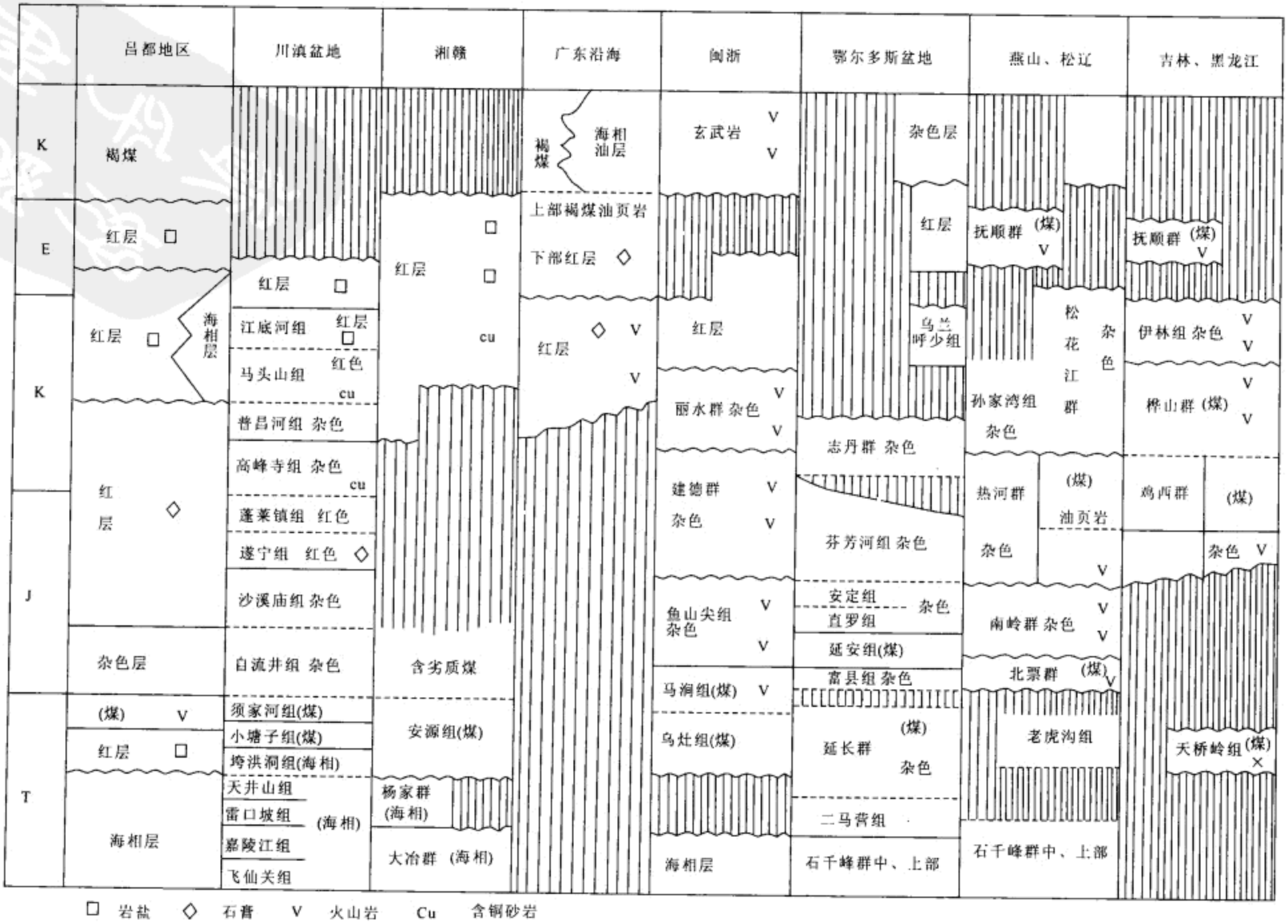
统	组	岩性柱 K_1	岩性简述	古生物化石	沉积相	古气候
上侏罗统	蓬莱镇组		棕红色、棕紫色泥岩、砂岩,上部偶夹泥灰岩	*Darwinula saryirmenensis* (萨雷提缅达尔文介)		
	遂宁组		棕红色泥岩			
中侏罗统	沙溪庙组		紫红色泥岩夹灰色砂岩 350m 0	*Mamenchisaurus hochuanensis* (合川马门溪龙)		
	新田沟组		紫红色泥岩、砂岩	*Lamprotula*(始丽蚌) *Cuneopsis johannisboekmi* (约氏楔蚌) *Pseudacardinia ziliujingensis* (自流井真叶肢介) *Lufengosaurus kuenei* (许氏禄丰龙)		
下侏罗统	自流井组		紫红色砂岩、泥岩夹泥灰岩			
		T_3				

附图 15-3 四川中部侏罗系地层柱状图

统	组	岩性柱	岩性简述	古生物化石	沉积相	古气候
上白垩统	江底河组		紫红色、杂色粉砂岩、泥岩 盐 500m 0	*Pseudohyria* (假嫩蚌)		
	马头山组		Cu 紫红色、暗紫色砂岩夹泥岩			
下白垩统	普昌河组		紫红色、杂色泥岩夹泥灰岩及泥质砂岩	*Trigonioides kodairai* (典型类三角蚌) *Plicatounio naktongensis* (洛东褶珠蚌) *Nippononaia* (富饰蚌) *Cypridea* (女星介)		
	高峰寺组		Cu 灰黄色、灰绿色石英砂岩夹砂质泥岩，底部具砾岩			

J_3

附图 15－4　滇中地区白垩系地层柱状图



附表 15-1 中国中、新生代地层对比表

（着色要求：红层和膏盐，红色；煤和油页岩，灰色；杂色岩层，黄色；海相层，蓝色）

主要参考文献

陈孟莪．我国早期生命进化研究的进展和展望．地球科学进展．武汉：中国地质大学出版社，1993
《沉积构造与环境解释》编写组．沉积构造与环境解释．北京：科学出版社，1984
冯庆来，刘本培，叶玫．中国南方古特提斯阶段的构造古地理格局，地质科技情报，1996，15(3)：1～6
傅英祺，叶鹏遥，杨香楷，苟宗海．古生物地史学简明教程．北京：地质出版社，1981
龚一鸣，杜远生，冯庆来，颜佳新．造山带沉积地质与圈层耦合．武汉：中国地质大学出版社，1996
龚一鸣，张克信．地层学基础与前沿．武汉：中国地质大学出版社，2007
郭双兴．我国晚白垩世和第三纪植物地理区与生态环境的探讨，中国古生物地理区系．北京：北京科学出版社，1983，152～176
河北师范大学生物系．生物进化论．北京：人民教育出版社，1975：226
何镜宇，孟祥化．沉积岩和沉积模式及建造．北京：地质出版社，1987
何心一，徐桂荣．古生物学教程．北京：地质出版社，1987
何心一，徐桂荣．古生物学教程．北京：地质出版社，1993
侯先兴，陈均远，路浩之．云南澄江早寒武世节肢动物．古生物学报，1989，28(1)：42～57
金恒春，块状构造基础．上海：上海科技出版社，1985
李思田，莫宣学，杨士慕．中国东部及邻区环太平洋带中新生代盆地演化及动力学分析．见李思田主编：中国东部环太平洋带盆地研究．武汉：中国地质大学出版社，1987
刘本培，冯庆来，方念乔．滇西南昌宁-孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化．地球科学，1993，19(5)：529～539
刘本培，全秋琦，地史学教程．北京：地质出版社，1996
刘后一，陈淳，王幼于．生物是怎样进化的．北京：中国青年出版社，1982：475
刘鸿允．中国的震旦系．北京：地质出版社，1991
马杏垣，白瑾，索书田等．中国前寒武纪构造格架及研究方法．北京：地质出版社，1987
全秋琦，王治平．简明地史学．武汉：中国地质大学出版社，1993
全国地层委员会．中国地层指南及中国地层指南说明书．北京：科学出版社，1982
全国地层委员会．中国地层指南及中国地层指南说明书(修订版)．北京：科学出版社，2002，1～72
童金南．集群绝灭与生物复苏研究进展．地质科技情报，1995，14(3)：33～38
王德发，陈建文．中国中东部沉积盆地在中、新生代的沉积演化．地球科学，1996，21(4)：441～448
王良忱，张金亮．沉积环境和沉积相．北京：石油工业出版社，1996
王鸿祯，杨巍然，刘本培等．中国及邻区构造古地理和生物古地理．武汉：中国地质大学出版社，1990
吴崇筠，薛叔浩．中国含油气盆地沉积学．北京：石油工业出版社，1992
武汉大学，南京大学，北京师范大学．普通动物学．北京：人民教育出版社，1978
武汉地质学院古生物教研室．古生物学教程．北京：地质出版社，1980
武汉地质学院古生物教研室．古生物学教程．北京：地质出版社，1983
吴瑞棠，张守信．现代地层学．武汉：中国地质大学出版社，1989
邢裕盛，段承华，梁玉左．中国前寒武纪古生物．地质专报(二)地层古生物，第2号，地质出版社，1985
杨式溥．古生态学原理与方法．北京：地质出版社，1993

殷鸿福等．中国古生物地理学．武汉：中国地质大学出版社，1988
殷鸿福，徐道一，吴瑞棠．地质演化突变观．武汉：中国地质大学出版社，1988
张守信．理论地层学．北京：科学出版社，1989
张文堂．澄江动物群及其中的三叶虫．古生物学报，1987，26(3)：223～235
张永辂，刘冠邦，边立曾．古生物学．北京：地质出版社，1988
J. 瑞曼等编著，金玉玕，王向东，王玥译．国际地层表说明．地层学杂志，2000，24(增刊)：321～340
Amos Salvador 主编，金玉玕，戎嘉余译．国际地层指南(第二版)．北京：地质出版社，2000，1～171
Hedberg H. D.，1976，张守信译．国际地层指南．北京：地质出版社，1979
Song Xiaodong, Paul G. Richards. Seismological Evidence for Differential Rotation of the Earth's Inner Core. Nature, 1996, 382 (18): 221～224
Wang Hongzhen, Shi Xiaoying. A Scheme of the Hierarchy for Sequence Stratigraphy. Journal of China University of Geosciences, 1996, 7 (1): 1～12